Földtani Közlöny

133/4 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2003

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 133/4

Budapest
ISSN 0015-542X

A 133. évfolyam lektorainak névsora jelen füzet 596. oldalán található.

The list of rewievers of the Vol. 133 on the page 596.

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 133/4, 445–468 (2003) Budapest

Gutensteini Formáció a Szilicei takaró Aggteleki fáciesében

Gutenstein Formation in the Aggtelek facies of the Silica nappe

HIPS Kinga

(13 ábra)

Tárgyszavak: Gutensteini Formáció, anisusi, Jósvafő, litosztratigráfia, szedimentológia, fácies
Keywords: Gutenstein Formation, Anisian, Jósvafő, lithostratigraphy, sedimentology, facies.

Abstract

Lithology with original sedimentary structures almost in the entire Gutenstein Formation can be studied in the Aggtelek facies of the Silica nappe (Aggtelek Mountains, N Hungary). Log of the formation can be reconstructed from mosaics of sections dissected by tectonical zones, which are located in the surrounding of Jósvafő village. Review of the lithostratigraphy is proposed by sedimentological and facies evaluation of the formations. Continuous transition occurs between the underlying Szinpetri Limestone Formation (s.str.) and the Gutenstein Formation. Jósvafő Limestone Member represents the lower unit of the Gutenstein Formation, previously considered as a part of the underlying Szinpetri Limestone Formation according to the subdivision by KOVÁCS et al. (1989). But the characteristics of the Jósvafő Limestone (as defined by KOVÁCS et al. 1989) display closer relationship to the overlying bedsets, thus, a new definition is proposed. Pelsonian age is proved for the rest of the formation above by the appearance of *Glomospira densa* (Foraminifera) in the upper part of the Jósvafő Limestone. The upper unit (Baradla Limestone Member) is much variable in lithology and facies comparing to the monotonous development of the lower part of the formation. Two succeeding depositional environments can be reconstructed within the formation: ramp slope with exclusively mud deposition followed by various shallow marine facies among them with the most prominent microbial mud-mounds. The case of coeval microbial reefs in the Western Tethys suggests ecological and sedimentary changes that began with colonisation of microbes at the beginning of the Pelsonian and could continue as microbial reef offers new habitats to other reef-building organisms.

Összefoglalás

A Gutensteini Formáció legteljesebb rétegsora eredeti üledékes bélyegekkel a Szilicei takaró Aggteleki fáciesében (Aggteleki-hegység) tanulmányozható. A formáció rétegsorát Jósvafő környéki szelvények vizsgálatával, tektonikus zónákkal tagolt mozaikokból rekonstruálhatjuk. A felszínre bukkanó és a barlangi szelvényekben tanulmányozható képződmények szedimentológiai bélyegei és fácieskifejlődésük alapján új litosztratigráfiai tagolás javasolható. Az alsó-triász Szinpetri Mészkő Formációra (s.str.) folyamatos átmenettel települ a Gutensteini Formáció. Alsó szakaszát a Jósvafői Mészkő Tagozat képviseli, amit korábban a fekvő Szinpetri Mészkő Formációhoz soroltak KOVÁCS et al. (1988). A Jósvafői Mészkő (KOVÁCS et al. 1988 definíciója szerint) megjelenésében és kifejlődésében azonban közelebbi rokonságot mutat a rátelepülő kőzetcsoporttal. Ily módon a litosztratigráfiai egységek újradefiniálása szükségszerűvé vált. A tagozat felső részében megjelenő *Glomospira densa* (foraminifera) alapján a formáció képződményeit ettől felfelé a pelsoiba sorolhatjuk. A formáció felső-egysége a Baradlai Mészkő Tagozat, kifejlődése sokkal változatosabb a formáció alsó, monoton szakaszához viszonyítva. A formáción belül két, időben egymást követő üledékes környezet rekonstruálható: lapos lejtő tisztán mésziszap lerakódással, majd változatos sekélytengeri környezet, az üledékképződést alapvetően befolyásoló mikroba-iszapdombokkal. A nyugati Tethys üledékképződési régiójából ismert egykorú mikroba-zátonyok példája azt mutatja, hogy a pelsoi kezdetén a

[1]MTA–ELTE Geológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c, hips@ludens.elte.hu

mikrobatelepek kialakulása olyan ökológiai és szedimentológiai változásokhoz vezetett, amelyek elősegíthették más zátonyalkotó szervezetek számára az élőhelyek kialakulását.

Bevezetés

A Szilicei takaróban a Gutensteini Formáció sötétszürke vagy fekete mészkő és dolomit váltakozásából épül fel. A formáción belül a rétegzettség a vékonyrétegestől a padosig változik. Az Aggteleki-hegység területén a mészkő, a Rudabányai-hegység területén a dolomit uralkodik (PIROS 1993). Alpi képződményekhez való nagy fokú hasonlósága alapján elnevezésének az alpi formáció nevet vették át FUX (1941), BALOGH (1948a, b), és KOVÁCS et al. (1988).

A jelen tanulmány előzményét a 80-as években az Aggteleki-hegység területén végzett térképezési és rétegtani vizsgálatok adták (KOVÁCS et al. 1988, LESS et al. 1988, PIROS 1986, 1993, 2002). Azt megelőzően, SCHRÉTER (1935), JASKÓ (1935), BALOGH (1948a, b, 1953) térképeztek a területen, és megkísérelték szétválasztani és tagolni a Jósvafő környékén felszínre bukkanó sötét színű mészköveket. FUX (1941) geokémiai vizsgálatokkal tett kísérletet Jósvafő környékén a középső-triász kőzetek tagolására. A 70-es évek végén PIROS (1978) és PUKÁNSZKY (1979) litológiai, sztratigráfiai és üledékföldtani vizsgálatokat végzett a Baradla-barlangi kőzeteken.

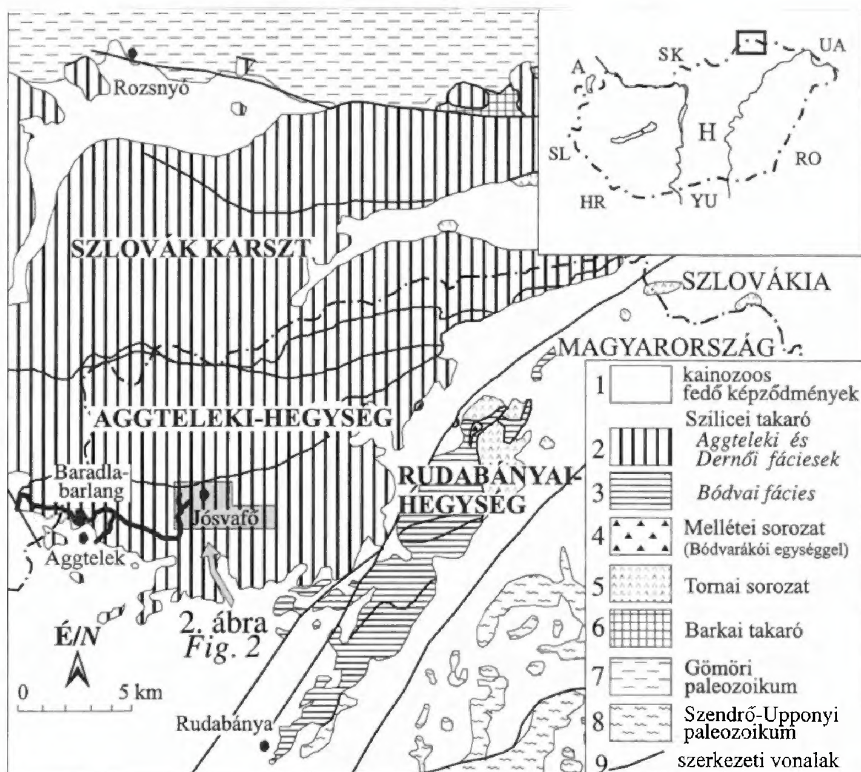
A Gutensteini Formációt részleteiben BORKA (1982) tanulmányozta, eredményeinek összefoglalását közlik a formációról azt követően megjelent publikációk (vö. KOVÁCS et al. 1988, PIROS 1993, 2002). Baradla-barlangi vizsgálatok során derült fény a formáció felszíni feltárásaiból addig nem ismert litológiai kifejlődéseire is (PIROS et al. 1989a, b).

A Szilicei-takaró szlovákiai elterjedési területén a fekete, homogén, finomkristályos mészkövet és dolomitot BALOGH (1948a, b, 1953) és BYSTRICKÝ (1964, 1967) az alsó-anisusinak tartott Gutensteini Formációba sorolták. Fosszíliákban igen szegényesnek írták le, kizárólag *Glomospira densa* Pantić foraminiferát és *Natica* sp. kis csigát említenek rétegsorából (BYSTRICKÝ 1973, SALAJ et al. 1983). MELLO et al. (1997) képződését az algák megnövekedett szerepével hozta összefüggésbe.

A jelen tanulmány célja az Aggteleki fáciesben a formáció rétegsorának részletesebb litológiai tagolása és sztratigráfiai értékelése, üledékföldtani jellegzetességeinek bemutatása.

Elterjedés

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység területén három szerkezeti egységben ismert a Gutensteini Formáció: a nem-metamorf Szilicei takaró rétegsorában, és az anchi–epimetamorfózist szenvedett Bódvarákói és Tornai egységekben (LESS et al. 1988, LESS 1998a, b, 2000) (*1. ábra*). A metamorf egységekben a formáció kis felszíni elterjedésben ismert, képződményeit nagyobb vastagságban a Bódvarákó–6 fúrás harántolta (KOVÁCS et al. in press). A Szilicei takaró Bódvai fáciesében viszonylag nagyobb területen fordul elő felszínen, továbbá a Szalonna–4



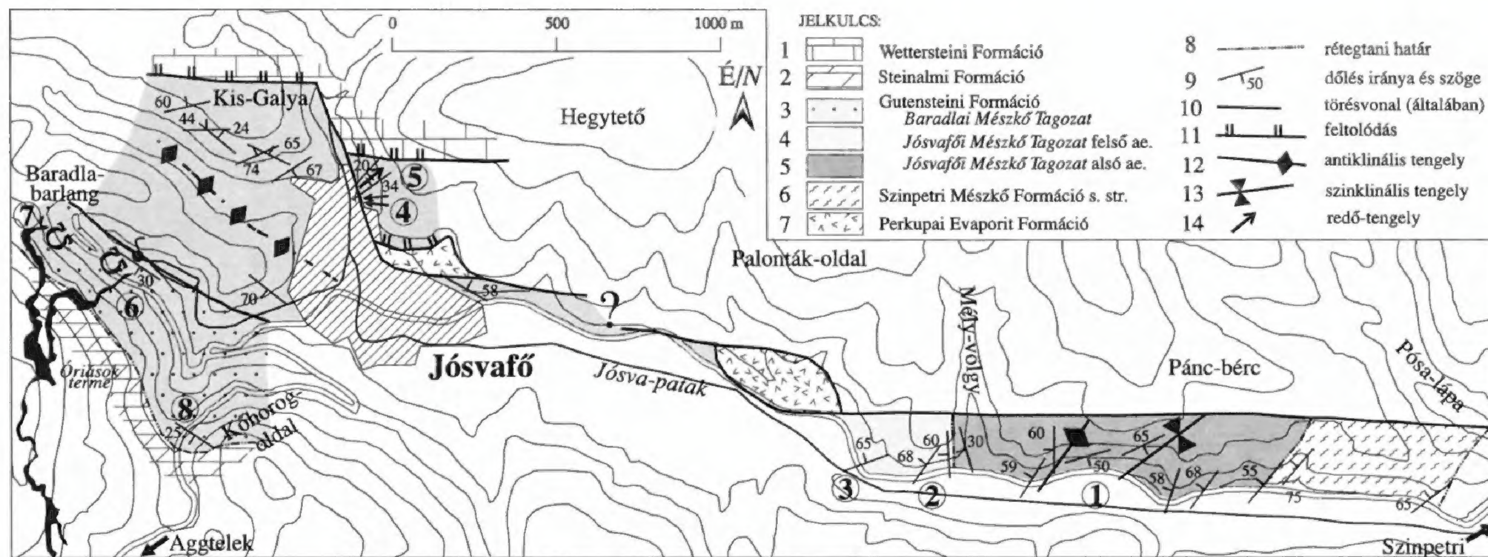
1. *ábra.* Az Aggtelek–Rudabányai hegység és a Szlovák Karszt földtani térképe a Baradla-barlang felszíni vetületével (MELLO et al. 1996, KOVÁCS 1997, és LESS 1998b alapján)

Fig. 1 Geological sketch map of the Aggtelek–Rudabánya Mountains and the Slovak Karst with the surface projection of Baradla Cave (after MELLO *et al. 1996,* KOVÁCS *1997, and* LESS *1998b). Legend: 1 Cenozoic cover; 2 Silica nappe: Aggtelek–Drnava facies, 3 Bódva facies; 4 Meliata series (with Bódvarákó unit); 5 Torna series; 6 Bôrka nappe; 7 Gemer Palaeozoic; 8 Szendrő–Uppony Palaeozoic; 9 tectonic line*

fúrás közel 400 m vastagságában harántolta. A formáció rétegsora megközelítőleg teljes vastagságában, eredeti üledékes bélyegekkel, viszonylag folyamatos feltárásokban az Aggteleki fáciesből rekonstruálható. Ezért litológiai jellegzetességeit, tagolását ennek a területnek a szelvényeiből írjuk le. Az Aggteleki fácies az Aggteleki–Dernői fácies magyarországi része (*1. ábra*).

Ismerve a terület tektonizáltságát és helyenként bonyolult földtani felépítését (LESS 1998a, b) a formációt reprezentáló szelvények kiválasztása a következő szempontok szerint történt: 1. folyamatos rétegtani település vagy a fekü, vagy a fedő felé, 2. viszonylag folyamatos feltártság. A kiválasztott Jósvafő környéki szelvények a formáció hozzávetőlegesen teljes rétegsorát átfogják (2. *ábra*).

Alsó egységének típusrétegsorát a szinpetri–jósvafői műút északi oldalában útbevágásokban, a Pánc-bérctől a Mély-völgyig felszínre bukkanó képződmények reprezentálják, egy szinklinális és egy antiklinális szerkezetbe gyűrve (1. szelvény). Folytatása a műút északi oldalában az út fölötti sziklakibúvásokban, a Mély-völgytől Jósvafő felé, az első jobbos nagy útkanyar végéig nyomozható (2.



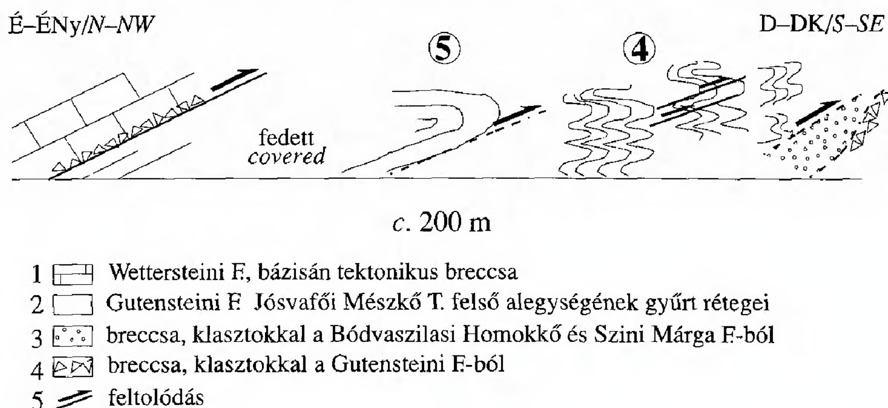
2. ábra. A Gutensteini Formáció szelvényei (1–8) Jósvafő környékén, a Baradla-barlang felszíni vetületével

Fig. 2 Location map of the sections (No. 1–8) of the Gutenstein Formation in the neighbourhood of Jósvafő village, with the surface projection of the Baradla Cave. Legend : 1 Wetterstein Formation; 2 Steinalm Formation; 3 Gutenstein Formation: Baradla Limestone Member; 4 Jósvafő Limestone Member upper subunit; 5 Jósvafő Limestone Member lower subunit; 6 Szinpetri Limestone Formation s.str.; 7 Perkupa Evaporit Formation; 8 lithostratigraphic boundary; 9 dip direction and angle; 1) fault in general; 11 reverse fault; 12 anticline axis, 13 syncline axis; 14 fold hinge

és 3. szelvények). Innen nyugatra a Jósva-völgyben Jósvafőig egy jelentősebb tektonikai zóna harántolja a kőzeteket (LESS et al. 1988, LESS 1998a, b, HIPS 2001). Mivel a tektonikus mozgások során a kőzet breccsává őrlődött és a klasztok kalcittal cementálódtak a zóna mentén üledékes jegyek csak szórványosan ismerhetők fel.

Litológiai és fáciesváltozások alapján a rétegsor feltételezhető folytatása Jósvafő északi szomszédságában nyomozható. Jósvafő utolsó házától északra, a Szelce-völgy felé kivezető szekérút mentén erősen gyűrt rétegei vannak felszínen (4. szelvény). A rétegcsoport egy lapos feltolódási sík mentén feltételezhetően déli irányba tolódott át (3. *ábra*). Az áttolódási zóna mentén mélyebb rétegtani szintből pikkelyek nyomódtak fel (LESS et al. 1988, HIPS 2001). A törési sík irányítottsága alapján feltételezhető, hogy a szerkezeti mozgások az északabbra futó jósvafő–szögliget–bódvaszilasi feltolódással egy fázisban működő, regionális déli vergenciájú (BALOGH 1948a, LESS et al. 1998, LESS 2000) duplexek kialakulásával hozhatók összefüggésbe. Ebben az erősen gyűrt rétegcsoportban szintén felismerhetők lapos, dél–délkeleti vergenciájú nyírózónák. A rétegsor folytatása, az előző szelvény közvetlen északi szomszédságában, egy dél–délkeletre nyírt nagy ívű redőbe gyűrve nyomozható (5. szelvény). A rétegcsoport szerkezeti megjelenése a fentebb leírt szerkezeti mozgásokhoz köthető.

A formáció alsó szakaszának monoton kifejlődése és rossz felszíni feltártsága miatt a Jósvafőtől nyugatra eső területen a rétegsor nem rekonstruálható. A Tengerszem-tó környékén futó tektonikus breccsazónától délre (a Jósva-forrásnál, 6. szelvény) már a formáció felső egységére jellemző kőzetek bukkannak felszínre. Kapcsolatuk a formáció alsóbb szakaszával fácieskifejlődésük alapján rekonstruálható. Azonban a két egységet reprezentáló szelvények között jelentősebb tektonikai zónák futnak. A rétegsor folytatásának tekinthető szakasz



3. *ábra.* Jósvafő-észak szelvényének vázlatrajza, a Jósvafőtől északra a Szelce-völgy felé kivezető szekérút mentén, a Gutensteini Formáció 4. és 5. szelvényével (vö. 2. ábra)

Fig. 3 Cross-section of 'Jósvafő-north' along the cart-road towards the Szelce valley, with the sections No. 4 and 5 of Gutenstein Formation (cf. Fig. 2). Legend: 1 Wetterstein Formation, with tectonic breccia in its base; 2 folded beds of the upper subunit of Jósvafő Limestone Member of Gutenstein Formation; 3 breccia with clasts form the Bódvaszilas Sandstone and Szin Marl Formations; 4 breccia with clasts form the Gutenstein Formation; 5 reverse fault

az Alsó-barlangban víz alatt van, erről információink alig vannak. Hasonló üledékes jegyek jellemzik, mint a Baradla-barlang jósvafői szakaszán feltárt képződményeket (PIROS O. szóbeli közlése).

A formáció felső egységének szelvénye a Baradla-barlangban, a Labirintustól az Óriások terméig nyomozható (7. szelvény). A Labirintusban hasonló litológiájú és fáciesű képződmények találhatók, mint a Jósva-forrásnál, így feltételezhetően a rétegsorban ezek azonos szintet alkotnak. A barlangban a képződmények délies dőléssel, folyamatos szelvényben vizsgálhatók (*4. ábra*). A rétegsort csak egy-két esetben metszi olyan tektonikai sík, amelynek elvetése nem mérhető. Gyakoriak a több fázisban is aktív normál vetők és feltolódások. Kisebb szerkezeti redők észlelhetők a rétegsorban, és egy feltételezhető nagy ívű redő (vagy törési síkok összessége?) nyomozható a Színpad terem és az Óriások terme között.

A Gutensteini Formáció legfelső rétegei a jósvafő–aggteleki műút mentén (8. szelvény), a Kőhorog-oldalban egy felhagyott kőfejtőben tanulmányozhatók. A Gutensteini Formáció legfelső rétegeiben egy rövid átmeneti szakaszt követően a Steinalmi Formáció világosszürke dolomitpadjai települnek (kutatóárok szelvénye a Kőhorog-oldalban, BORKA 1982, PIROS 1986).

Javaslat a formáció litosztratigráfiai tagolására

Bár a korábbi rétegtani vizsgálatok során két külön litosztratigráfiai egységbe sorolták a Jósvafői Mészkő Tagozat és a Gutensteini Formáció képződményeit (KOVÁCS et al. 1988), azok a terepen nem mindig különíthetők el teljes biztonsággal. Ezt például a Jósvafő környékéről készült földtani térképeken, a felszínre bukkanó képződmények eltérő besorolása is mutatja. Szembetűnő a bizonytalanság SCHRÉTER (1935), JASKÓ (1935), BALOGH (1948a, 1953), LESS et al. (1988), LESS (1998a) és HIPS (2001) térképeinek összehasonlításakor. KOVÁCS et al. (1988) litosztratigráfiai definícióját megelőzően készült térképeken a „kampili" lemezes mészkő foglalja magába a Jósvafői Mészkő Tagozat kőzeteit, mivel ezt az elnevezést használták a későbbi Szinpetri Mészkő Formációra.

Üledékes jegyeik rokon vonása alapján a Jósvafői Mészkő Tagozatot inkább a Gutensteini Formáció alsó tagozatának kell tekinteni (5. *ábra*). Ugyanis a Jósvafői Mészkő üledékes bélyegei alapján jobban elkülönül a Szinpetri Mészkő Formáció (s.str.)-tól (=Szinpetri Mészkő Tagozat s.str. KOVÁCS et al. 1988) mint a rátelepülő rétegcsoporttól. Ily módon a Gutensteini Formáció alsó egységének elnevezésére a Jósvafői Mészkő Tagozat javasolható, ami az új definíció szerint magába foglalja nemcsak az eredeti definíció szerinti lemezes– bioturbált mészkő váltakozásából álló szakaszt, hanem a rátelepülő mintegy 120 m vastagságú lemezes, vékony–vastagréteges, pados mészkő szakaszt is.

Míg a formáció alsó egysége litológiai és szedimentológiai szempontból monoton, egyveretű kifejlődésű, addig felső egysége nagy változatosságot mutat. A felső egység az alpi Annabergi Tagozattal mutat hasonlóságot, mind rétegzettségében, mind litológiájában, mind szöveti elemeiben. Hasonló mikrobás mikroszöveti típus a fő meghatározó jellemzője (saját megfigyelés, terepi tanulmányút R. LEIN vezetésével, 1996). Magyarországi elnevezésének a Baradlai

Mészkő Tagozat javasolható (5. *ábra*). (Megjegyzés: a szakirodalomban elterjedt „mikrobiális" helyett, jelzős szerkezetben a szerintem magyarul helyesebb „mikróbás" kifejezést használom.)

A formáció határát a Steinalmi Formáció felé a sötét-középszürke dolomitos mészkő, dolomit, és a világosszürke dolomit rétegek között lehetne megvonni. A kőhorog-oldali szelvény alapján ez a színbeli változás a kőzet szöveti típusának változásával is társul.

A Gutensteini Formáció litosztratigráfiai tagolása alapján javasolható a fekvő Szinpetri Mészkő Formáció (KOVÁCS et al. 1988) újradefiniálása is. A Szinpetri Mészkő Formáció (s.str.) rétegsorát monoton kifejlődésű sötétszürke lemezes gumós mészkő alkotja, a rétegek között márga, agyagmárga filmekkel vagy flázerekkel. Egyes szintekben a gradált, vagy laminált, vagy keresztlaminált, vagy kivételesen keresztrétegzett bioklasztos kalkarenit rétegek gyakoriak. Ezekben a rétegekben kisméretű csigák, vagy kagylók akár viszonylag épen megőrződhettek. Mikrofáciese mudstone és bioklasztos wackestone/packstone (HIPS 1996, 1998). A formáción belül nem különíthetők el alegységek. A korábban a formáció felső tagozataként definiált Jósvafői Mészkő (KOVÁCS et al. 1988) a fedő Gutensteini Formáció alsó tagozatának része.

Litológiai jellemzés

A Gutensteini Formáció két, kőzetösszetételében és szedimentológiai bélyegeiben különböző tagozatra osztható. Ezek a Jósvafői Mészkő és a Baradlai Mészkő Tagozatok. Rétegsoruk nyolc szelvényben feltárt (2. és 5. *ábrák*). A szelvények számozása és leírása a település sorrendjében, alulról felfelé történt.

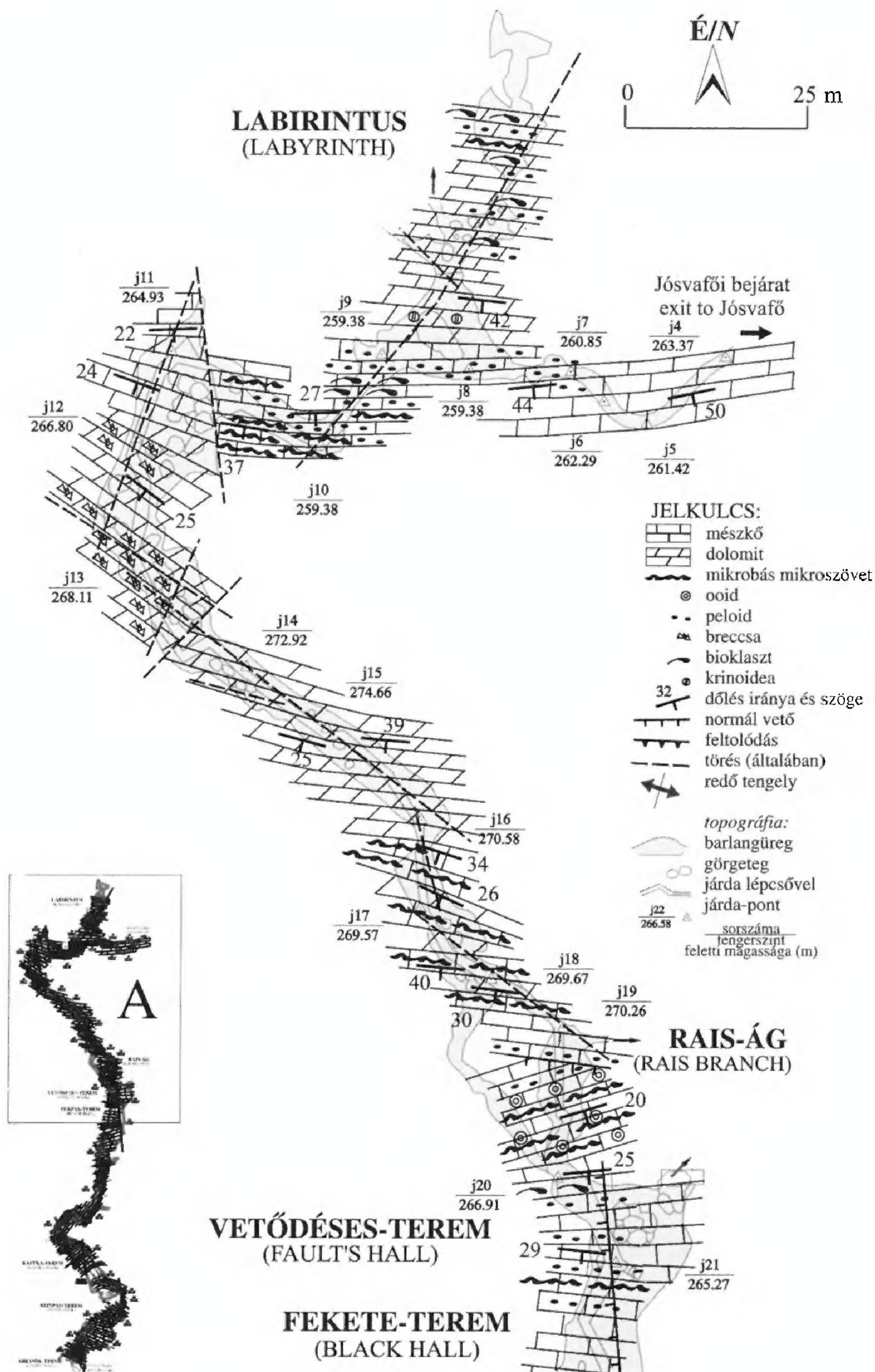
Jósvafői Mészkő Tagozat

A Gutensteini Formáció alsó litosztratigráfiai egysége a Jósvafői Mészkő Tagozat, és további két jellegzetes alegységre tagolódik. Alsó alegysége megegyezik a korábbi KOVÁCS et al. (1988) szerint definiált „Jósvafői Mészkő Tagozattal", rétegsora az 1. szelvényben feltárt. Az újra definiált Jósvafői Mészkő Tagozat felső alegysége további négy szelvényben feltárt (2–5 szelvények).

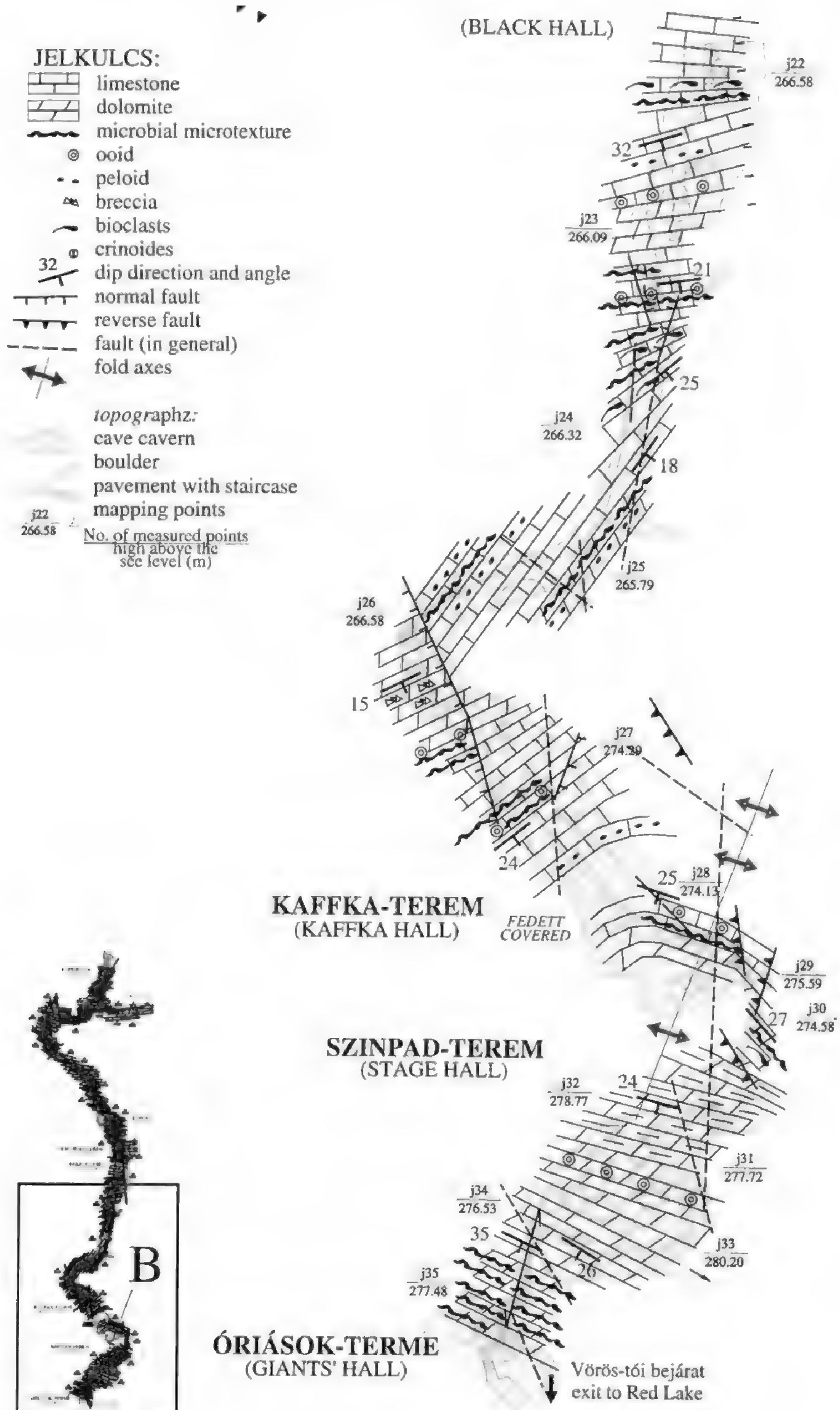
1. szelvény: monoton kifejlődésű rétegsorában sötétszürke, laminált mészkőpadok és foltos megjelenésű bioturbált mészkőpadok váltakoznak (vö. KOVÁCS et al. 1988, HIPS 1996, 1998). Nagyon ritkán bioklasztos vékonyréteges disztális tempesztit betelepülések előfordulnak. Rövid szakaszokon a mészkő rétegek között márga lemezek, filmek jellemzőek. Üledékcsúszásos szerkezetek gyakori jellegzetességei a rétegsornak. Mikrofáciese uralkodóan mudstone, elvétve előforduló foraminifera töredékekkel, ritkán packstone, krinoidea-váztöredékekkel (HIPS 1996, 1998). A tagozat felső alegységétől a foltos megjelenésű bioturbált padok jelenléte különíti el Vastagsága kb. 150 m.

4. ábra. A Baradla-barlang jósvafői szakaszának szelvénye →

Fig. 4 Section along the Jósvafő part of the Baradla Cave



LABIRINTUS
(LABYRINTH)
É/N
0
25 m
Jósvafői bejárat
exit to Jósvafő
j11
264.93
j9
259.38
j7
260.85
j4
263.37
j8
259.38
j12
266.80
j6
262.29
j5
261.42
j10
259.38
j13
268.11
j14
272.92
j15
274.66
j16
270.58
j17
269.57
j18
269.67
j19
270.26
j20
266.91
j21
265.27
JELKULCS:
mészkő
dolomit
mikrobás mikroszövet
ooid
peloid
breccsa
bioklaszt
krinoidea
dőlés iránya és szöge
normál vető
feltolódás
törés (általában)
redő tengely
topográfia:
barlangüreg
görgeteg
járda lépcsővel
járda-pont
sorszáma
tengerszint feletti magassága (m)
RAIS-ÁG
(RAIS BRANCH)
VETŐDÉSES-TEREM
(FAULT'S HALL)
FEKETE-TEREM
(BLACK HALL)
A


JELKULCS:
limestone
dolomite
microbial microtexture
ooid
peloid
breccia
bioclasts
crinoides
dip direction and angle
normal fault
reverse fault
fault (in general)
fold axes
topographz:
cave cavern
boulder
pavement with staircase
mapping points
No. of measured points
high above the see level (m)
(BLACK HALL)
KAFFKA-TEREM
(KAFFKA HALL)
FEDETT
COVERED
SZINPAD-TEREM
(STAGE HALL)
ÓRIÁSOK-TERME
(GIANTS' HALL)
Vörös-tói bejárat
exit to Red Lake
B

KOVÁCS et al. 1988

KÖZÉPSŐ - TRIÁSZ
ALSÓ-TRIÁSZ
PELSOI
ÉGEI - BITHYNIAI
OLENYOKI
STEINALMI FORMÁCIÓ
GUTENSTEINI FORMÁCIÓ
?
SZINPETRI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ
JÓSVAFŐI MÉSZKŐ TAGOZAT
SZINPETRI MÉSZKŐ TAGOZAT s.str.

Jelen publikáció

KÖZÉPSŐ - TRIÁSZ
A. T.
PELSOI
ÉGEI - BITHYNIAI
OLENY.
STEINALMI FORMÁCIÓ
GUTENSTEINI FORMÁCIÓ
BARADLAI MÉSZKŐ TAGOZAT
JÓSVAFŐI MÉSZKŐ TAGOZAT
felső alegység
alsó alegység
?
SZINPETRI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (s.str.)
8
7
6
5
4
3
2
1
mészkő és dolomit
mikrobás mészkő és dolomit
* mészkő üledék-csúszásos szerkezetekkel
laminált és bioturbált mészkő
50 m
agyagfilmes bioturbált mészkő

5. ábra. A Gutensteini Formáció sztratigráfiai tagolása és vastagságarányos vázlatos rétegsora a Jósvafő környéki 1–8 szelvények alapján (vö. 2. ábra). A szürke szakaszok jelzik a Gutensteini Formáció rétegsorában a fedett vagy tektonizált szakaszokat. A *Glomospira densa* (*) megjelenésétől a formáció a pelsoiba sorolható.

Fig. 5 Stratigraphic subdivision and thickness proportional log of the Gutenstein Formation based on sections No. 1–8 around Jósvafő (cf. Fig. 2). Grey colour in the log signs covered or tectonised parts. Above the appearance of Glomospira densa (*) proved the Pelsonian age of the upper part of the formation. Text (downwards by column from left): I. KOVÁCS et al. 1988: 1 Middle Triassic; Lower Triassic; 2 Pelsonian; Aegean–Bithynian; Olenekian; 3 Steinalm Formation; Gutenstein Formation; Szinpetri Limestone Formation, Jósvafő Limestone Member; Szinpetri Limestone Member s.str.; II. This paper: 4 Middle Triassic; Lower Triassic; 5 Pelsonian; Aegean–Bithynian; Olenekian; 6 Steinalm Formation; Gutenstein Formation, Baradla Limestone Member; Jósvafő Limestone Member, upper subunit; lower subunit; Szinpetri Limestone Formation (s.str.); 7 limestones and dolomites; microbial limestones and dolomites; limestones with slumps; laminated and bioturbated limestones; bioturbated limestones with clay films

2. *szelvény*: Sötétszürke, lemezes vagy pados, finomkristályos, homogén mészkő, bioturbált szakaszok nélkül. Kifejezetten jellemzőek az üledékcsúszásos, -rogyásos szerkezetek, a gyengén hullámzó rétegektől a kaotikusan gyűrt megjelenésig minden változat előfordul (*6. ábra*). Mikrofáciese kizárólag mudstone, elvétve 1–2 foraminifera- (*Glomospira* sp.), ostracoda-, és krinoidea-töredékkel. A rétegsor monoton kifejlődésű, semmilyen változatosság nem észlelhető benne. A rétegcsoport vastagsága 40 m.

3. *szelvény*: Felfelé a rétegsorban egyre gyakoribbak a vékony- és vastag-réteges szakaszok, így vékony–vastag-réteges mészkő és üledékcsúszásos pados mészkő váltakozása a jellemző. Mikrofáciese uralkodóan mudstone, de a legfelső részén,



6. *ábra.* Pados mészkő (mudstone), középső szintjében üledékcsúszásos szerkezettel, Jósvafői Mészkő Tagozat. Jobbra lent kalapács nyele méretarányként

Fig. 6 Thick-bedded limestone (mudstone) with slump structure in its middle part, Jósvafő Limestone Member. Hammer for scale down right

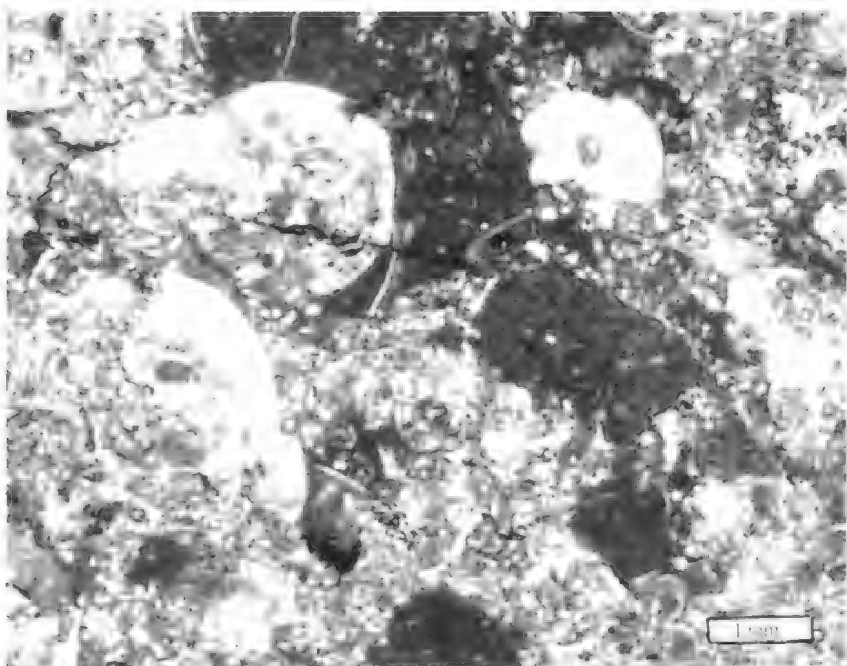
egyes vékony rétegekben peloidos, bioklasztos packstone is megjelenik. Szintén monoton kifejlődésű szakasz, vastagsága kb. 20 m.

4. *szelvény*: Vékony–vastagréteges, részben pados, sötétszürke mészkő. Dominánsan finomkristályos, de felfelé egyre növekvő gyakorisággal, esetenként gradált intraklasztos–bioklasztos rétegek tagolják a rétegsort. Mikrofáciese mudstone, peloidos–bioklasztos packstone, intraklasztos–bioklasztos packstone. Formaniferák (*Glomospira densa* PANTIC), kis méretű csigák, krinoideák, ostracodák, és spirorbid féregcsövek a jellemző fosszíliái. A rétegcsoport vastagságát nehéz megbecsülni, mivel erősen gyűrt, kb. 30–50 m-nek vehető.

5. *szelvény*: Sötétszürke, pados mészkő üledékcsuszamlásos belső szerkezettel, és vastagréteges, pados bio–intraklasztos mészkő váltakozása. Mikrofáciese mudstone, és bioklasztos, peloidos, intraklasztos packstone (*7. ábra*), foraminifera (*Glomospira densa*), kis méretű csigák, krinoidea, ostracoda, és *Spirorbis* töredékekkel. A rétegcsoport vastagsága 20 m körüli.

Baradlai Mészkő Tagozat

A formáció felső litosztratigráfiai egysége a Baradlai Mészkő Tagozat szintén szakaszaiban feltárt. A tagozat mészkőből és megközelítőleg fele részben dolomitból áll.

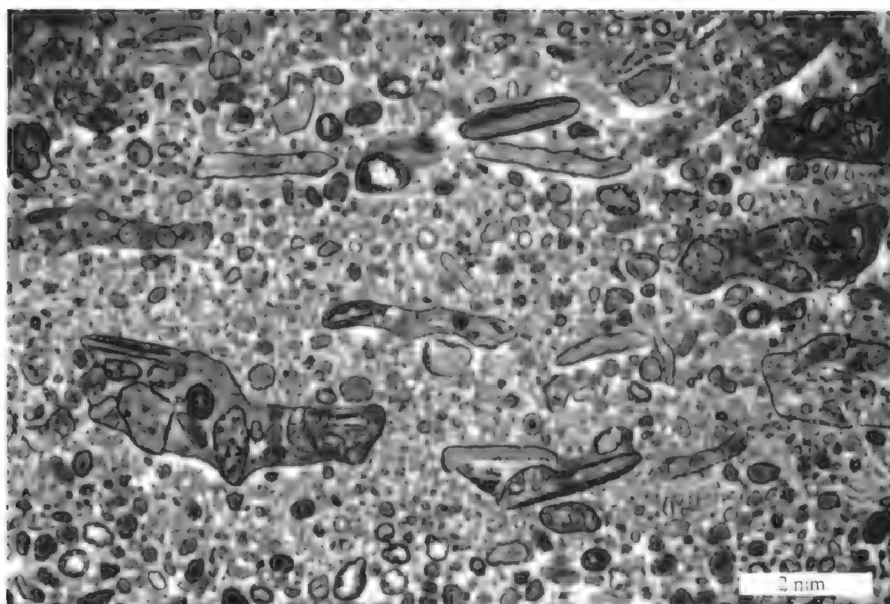


7. ábra. Pados kalkarenit mikrofáciese: intraklasztos–bioklasztos packstone, a Jósvafői Mészkő Tagozat tetején

Fig. 7 Photomicrograph of thick-bedded calcarenite: intraclastic and peloidal packstone, topmost part of the Jósvafő Limestone Member

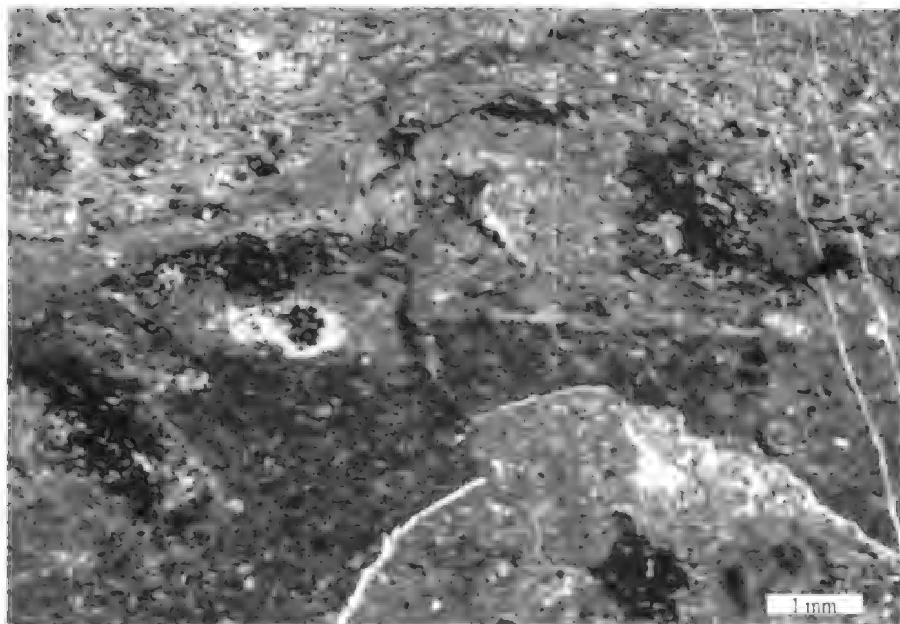
6. szelvény: Pados mészkő és dolomit, mikrofáciesük intraklasztos–peloidos bioklasztos packstone és boundstone. Néhány méter vastagságban felszíni kibukkanásban, és a Baradla-barlang (Labirintus) rétegsorából is ismert.

7. szelvény: 150 m vastagságban (*4. ábra*) dominánsan pados, sötétszürke–fekete finomkristályos mészkő (boundstone) alkotja, melyet világosabb szürke dolomit, ooidos mészkő (grainstone, *8. ábra*) és sötétszürke finomkristályos mészkő (mudstone/wackestone/packstone) több szintben is tagol. Mind a mészkőben, mind a dolomitban gyakoriak a sztromatolitos szakaszok, ahol jellemző a sötétszürke–fekete, vagy világosszürke–fekete laminák váltakozása száradási fenesztrális pórusok nélkül. A fekete pados mészkőben jellegzetes a mikrobáktól származtatható boundstone szövettípus, a „peloidos–csomós mikrit". Alapvetően két típusa különül el. Az egyik, ahol az alapszövetben egyéb jellegzetességek nem őrződtek meg, így ezt a típusú mikroszövetet dominánsan mikrit és mikropát alkotja (*9. ábra*), emellett gyakoriak egyéb, homokméretű szemcsék: peloidok, bioklasztok (*10 ábra*), bekérgezett szemcsék, és intraklasztok. Korai diagenetikus cementáció és átalakulási folyamatok jelei megfigyelhetők. Feltehetően szilárd vázzal nem rendelkező mikrobák és szerves makromolekulák alkotta biofilmet reprezentál, ami szinszediment cementáció során helyben kalcitosodott. A másik szövettípusban felismerhetőek a mikro-vázszerkezetet adó szervezetek maradványai. Két jellegzetes formájuk fordul elő. Az egyikben sűrű-mikrites halmaz lazán feltekeredő csöves „gombolyagokat" ölel körül, ez



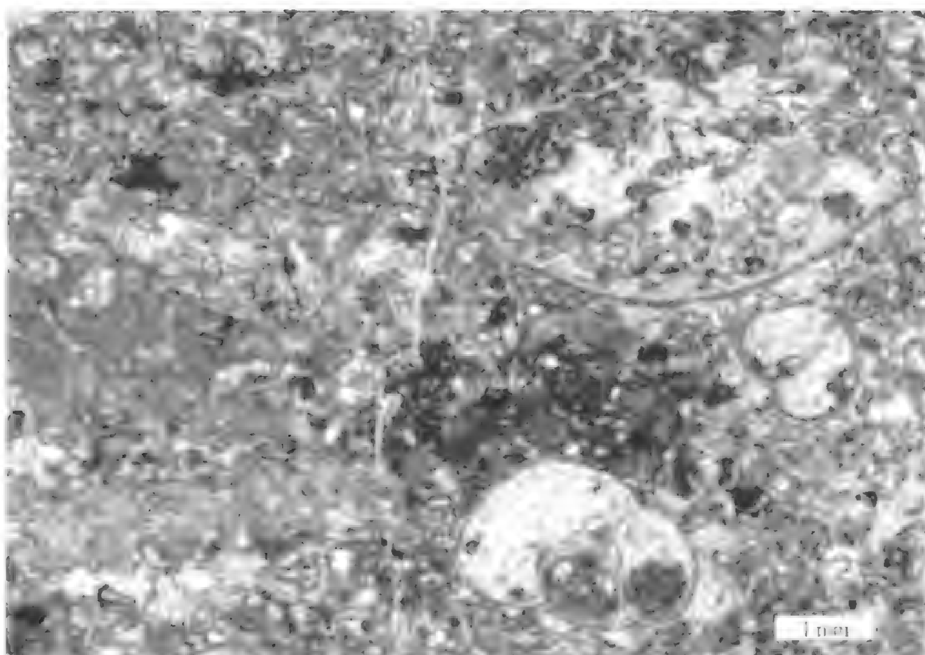
8. *ábra.* Világosszürke mészkő, kalkarenit mikrofáciese: ooidos grainstone több szemcséből összetapasztott, aggregált („grapestone") szemcsékkel, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 8 Photomicrograph of light grey, thick-bedded calcarenite: ooidic grainstone with grapestones, Baradla Limestone Member



9. *ábra.* Jellegzetes „csomós mikrites" boundstone mikroszövet szabálytalan, elnyúlt foltokban sűrű-mikrites (sötétebb színű) halmazokkal, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 9 Photomicrograph of characteristic clotted micritic boundstone with dense micrite (dark) patches, Baradla Limestone Member



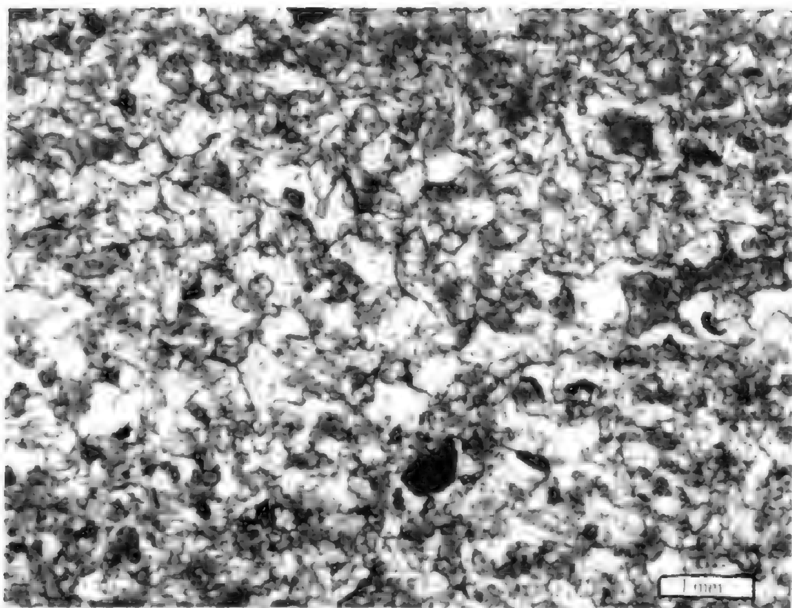
10. ábra. Fekete, pados mészkő mikrofáciese: boundstone. Jellegzetes „peloidos–csomós mikrit" szövet sűrű-mikrites és mikropátos foltokkal, és kis méretű csigákkal, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 10 Photomicrograph of black, thick-bedded limestone: boundstone. Note the characteristic peloidal–clotted texture with patches of dense micrite and microspar, and micro-gastropod shells, Baradla Limestone Member

*Tubiphytes*hez hasonlítható. Hasonló megjelenésű mikroszöveti elemet egyrészt, *Tubiphytes* alkotta platformperemi anisusi zátonyból Kínából ENOS et al. (1997) írtak le, továbbá többek között BLENDINGER (1994) bekérgező *Tubiphytes*ként említ ladin korú dél-alpi mészkövekből. A másik jellegzetes forma a vékony mikrit–mikro-peloidos burokkal övezett „kúpos-sejtes" szerkezettel jellemezhető szövet. Ez a jellegzetes szövet feltehetően részben kalcimikrobáktól származtatható (vö. CHAFETZ & GUIDRY 1999, TURNER et al. 2000), míg az alveoláris–sejtes szerkezet *Bacinella*hoz hasonlítható (*11. ábra*).

A rétegsorban ismételten megjelenő világosabb szürke dolomit laminált, keresztlaminált, vagy breccsás, és gyakran tartalmaz evaporit kristályok utáni kalcit vagy kova pszeudomorfózákat (*12. ábra*). Szövete homogén, finomkristályos. Különösen vastagabb dolomitos szakaszok felső zónájában szövete mikropátcsomós, talajosodásra utaló bélyegekkel (*13. ábra*). Eredeti üledékes szöveti bélyegei (pl. kalkarenites boundstone) a dolokrét szakaszokra jellemző kovagumókban őrződtek meg. A tagozat két szintjében (Labirintus és Színpad terem), rövid szakaszon agyagos dolomit és agyagos–dolomitos mészkő fordul elő (vö. PIROS et al. 1989b). Agyagtartalmuk maximum 13% (PUKÁNSZKY 1979). Jellemzőjük az üledékcsúszásos deformációs szerkezet.

A tagozat ősmaradványokban feltűnően gazdagabb, mint a formáció alsóbb része. A tagozat jelentős részét biogén mészkő és dolomit alkotja. Kalcimikrobák



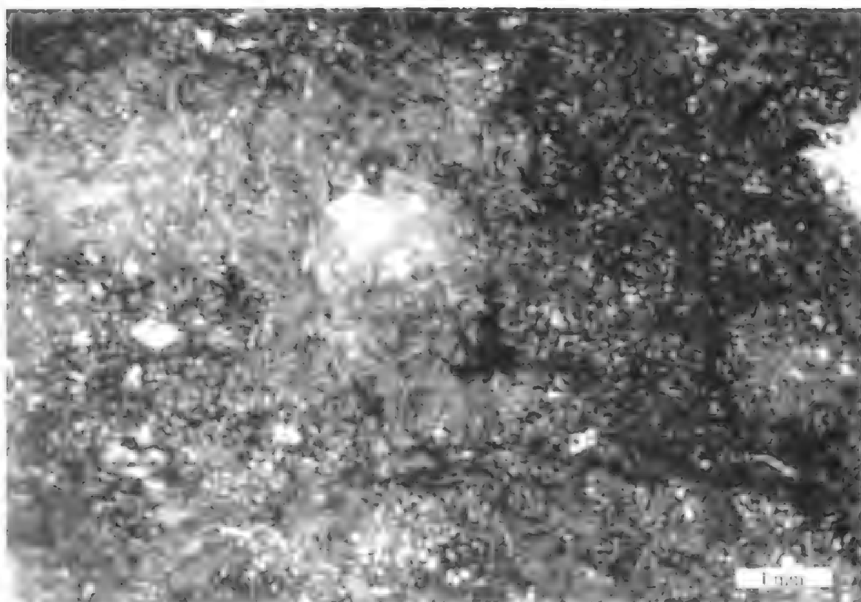
11 ábra. Mikro-peloidos és „kúpos–sejtes" struktúrákkal jellemezhető kalcimikrobákból felépülő boundstone mikroszövet, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 11 Photomicrograph of boundstone with calcimicrobes characterised by thin micrite veneers or clotted micrite envelopes on coniform–chambered texture, Baradla Limestone Member



12 ábra. Világosszürke finomkristályos dolomit mikroszövete hintett, léces, helyenként gumókat formáló, apró evaporit kristályokkal, melyek kalcittal vagy kovával helyettesítettek, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 12 Photomicrograph of light grey dolomite with thiny evaporite lathes, formed nodules in places, replaced by cherts or calcites, Baradla Limestone Member



13 ábra. Talajosodott dolomit mikroszövete, Baradlai Mészkő Tagozat

Fig. 13 Photomicrograph of dolocretes, Baradla Limestone Member

és szinszediment cementációval helyben megőrződött biofilmek mellett *Tubiphytes*, foraminiferák, vékonyhéjú kagylók, kis méretű csigák, spirorbid féregcsövek, krinoidea-váztöredékek, és ostracodák gyakoriak a mészkőben.

Gutensteini és Steinalmi Formációk átmeneti szakasza

Scholz (1971) tanulmánya szerint a két formáció határa a jósvafő–aggteleki műút melletti kőhorog-oldali kőfejtőben van feltárva. Vizsgálataim szerint azonban a két képződménynek nincs éles határa. A kőzet üledékes jellegzetességeiben inkább a folyamatos változás jellemző, ami viszonylag rövid szakaszra (max. 20 m) korlátozódik. A 8. szelvényben, a kőfejtő és a kutatóárok (Borka 1982 közötti területen azonban csak szórványosan, rétegfej-kibukkanásokban vizsgálhatók a kőzetek.

A kőfejtőben az alsóbb szakaszon, sötétszürke, pados dolomitos mészkő települ, mikrofáciese mikrobás boundstone/packstone (peloid-csomós mikropát) *Tubiphytes*-klasztokkal és krinoidea-váztöredékekkel. Helyettesítéses dolomitosodás, aprókristályos, szubhedrális dolomitkristályokkal foltokban jellemző. A rétegsorban felfelé egyre jelentősebb a dolomitosodás hintetten vagy foltszerűen. Helyenként jellegzetes a sztilolit-menti dolomitosodás. A reliktumokban megőrződött dolomitosodó szövet homogén mikrit. Összességében a petrográfiai elemek arra utalnak, hogy a helyettesítéses dolomitosodás a mélybetemetődés során játszódott le (vö. Piros 2002). A kőfejtő felsőbb részén, középszürke, vastagréteges elválású dolomit települ. Mikroszövetére jellemző, hogy a dolomitkristályok foltokban finomabb és durvább kristályosak. Az eredeti, üledékes szövetnek reliktumai sem őrződtek meg. A kőfejtőben tehát éles üledékes válto-

zás a rétegsorban nem észlelhető, hanem inkább a felfelé egyre áthatóbb késő-diagenetikus dolomitosodás a jellemző vonás.

A műút mentén délfelé rétegfej-kibukkanásokban a középszürke dolomit jellegzetes vonása, hogy az eredeti, üledékes mikroszövete a dolomitosodás folyamán megőrződött. Ez korai, sekély diagenetikus dolomitosodásra utal. A szövetmegőrző, sekély-betemetődéses helyettesítéses dolomitosodás a barlangi szelvényben a Baradlai Mészkő felső szakaszának is jellemző vonása. A műút menti kőzetek mikrofáciesében a peloidos–csomós boundstone szövetben megjelennek a dolomitcementtel kitöltött pórusok. Továbbá jellegzetes, hogy a szövetben megjelennek a mikroba-csomós mikro-onkoidok.

A kutatóárok szelvényében az alsó padok egyikében a közép–világosszürke dolomit mikrofáciese boundstone/grainstone, peloidos–csomós szövetben „lump" szemcsékkel és a pórusokban dolomit cementtel. Felfelé BORKA (1982) és PIROS (2002) világosszürke intraklasztos szövetű dolomitot dokumentált.

Összefoglalva, tehát a Gutensteini- és a Steinalmi-jellegű boundstone mikro-szöveti típusok között folyamatos változás mutatható ki. A dolomit mikroszöveti jellegzetességeinek változása párhuzamos a kőzet színbeli változásával. A kőhorog-oldali feltárások alapján javasolható a sötét–középszürke dolomitos mészkő és dolomit Gutensteini Formációhoz való sorolása. A Steinalmi Formációt az első világosszürke pados dolomit megjelenésével lehetne definiálni, bázis rétegeit a kőhorog-oldali kutatóárok szelvénye (BORKA 1982, PIROS 2002) alapján lehet jellemezni .

Fosszíliák és kronosztratigráfiai jelentőségük

A Szinpetri Mészkő Formáció (s.str.) ősmaradványtartalma, úgymint *Cyclogira? mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI, BOZORGINA, *Rectocornuspira kalhori* BRÖNNIMANN, ZANINETTI, BOZORGINA, *Meandrospira pusilla* (HO), *Costatoria costata* (ZENKER), *Naticopsis gaillardoti* (LEFROY), *Stacheites* sp., *Dinarites dalmatinus* (HAUER), és *Spirorbis phlyctaena* (BRÖNNIMANN et ZANINETTI) és *Eumorphotis* cf. *telleri* (BITTNER) alapján az alsó-triász legfelső részébe sorolható (HIPS 1996). A Gutensteini Formáció Jósvafői Mészkő Tagozatára az ősmaradványok szinte teljes hiánya jellemző. Gyéren előforduló foraminiferák, úgymint *Glomospira sinensis* HO, *Glomospira* sp. (BÉRCZINÉ-MAKK határozása) alapján kronosztratigráfiai besorolása nem lehetséges. A tagozat tetején vékonyréteges bioklasztos mészkőben a *Glomospira densa* PANTIĆ (foraminifera) megjelenése alapján a formáció ettől felfelé a pelsoi emeletbe sorolható (vö. RETTORI et al. 1994).

A formáció Baradlai Mészkő Tagozatában sekélytengeri ősmaradvány-együttes jellemző. Ezek *in situ* mikrobatelepek (kalcimikrobák és *Tubiphytes*), foraminiferák: *Glomospira densa* PANTIĆ, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI , *Haplophragmella inflata* ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Agathammmina* sp., *Aulotortus* sp., *Diplotremina* sp. (BÉRCZINÉ-MAKK határozása, BORKA 1982, PIROS 1986), vékonyhéjú kagylók, kis méretű csigák, krinoidea-váztöredékek, ostracodák, féregcsövek: *Spirorbis phlyctaena* (BRÖNNIMANN et ZANINETTI). Foraminifera együttese alapján ez a szakasz a pelsoiba sorolható (vö. RETTORI et al. 1994).

A Steinalmi Formáció alsó szakaszának kora, az alsó dolomit padok felett a mészkőben előforduló *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ (foraminifera), és dasycladaceák alapján pelsoi (vö. PIROS 1986, RETTORI et al. 1994).

Üledékképződési jellegzetességek

A formáción belül két, időben egymást követő, jellegzetes üledékképződési környezet rekonstruálható a képződmények üledékes bélyegei és fáciesei alapján. Kialakulásukat és változásukat valószínűleg relatív tengerszint-változások befolyásolták alapvetően. Az aggteleki üledékképződési környezet egy nagykiterjedésű sekélytenger részének tekinthető (epirikus self).

A kora-triász végén egy jelentősebb relatív vízszintemelkedés következményeként (ami feltehetően az aljzat felgyorsult süllyedésével hozható összefüggésbe) az üledékképződés színtere a viharbázis alá süllyedt és gumós mészkő rakódott le disztális tempesztitekkel, [Szinpetri Mészkő Formácó (s.str.)] (HIPS 1998). Ezzel párhuzamosan a külső rámpán fokozatosan oxigénhiányos zóna jött létre, ami idővel vélhetően egyre vastagabb vízrétegeket érintett. Erre a bioturbáció fokozatos csökkenése, és a pelágikus alakok teljes hiánya utal (Jósvafői Mészkő Tagozat). A jelenség kialakulása a szárazabbá váló klímával is összefüggésbe hozható. A szárazabbá vált klímára utal az üledékgyűjtőbe jutó terrigén sziliciklaszt mennyiségének egyidejű drasztikus csökkenése is. Az alp-kárpáti térségben több üledékképződési régióban is vannak a szárazabb klímának jelei a kora-anisusiban, ilyen például a Reichenhalli Evaporit az Északi-Mészkő-Alpokban (SPÖTL 1988).

A mésziszap üledékek gyakori üledékcsúszásos szerkezete lejtőn való felhalmozódásra utal. A finom üledékek között egyre csökkenő gyakorisággal betelepülő krinoideás disztális tempesztit rétegek viharbázis alatti felhalmozódást jeleznek. A Jósvafői Mészkő Tagozat felső alegységében, a mésziszapban üledékcsúszáson kívül semmi egyéb belső szerkezetet nem észleltünk, ami a felhalmozódási környezet energia vagy vízmélység viszonyaira utalna. A félig-konszolidált üledékek megcsúszása összefüggésbe hozható viharáramlásokkal (vö. MICHALÍK 1997). A gyakori üledékcsuszamlások azonban szinszediment tektonikai mozgásokat is valószínűsíthetnek, amelyek a self feldarabolódásának kezdeti jelei lehettek (vö. KOVÁCS et al. 1988). Durvább szemcsét nem tartalmazó finom mésziszap a karbonátrámpa sekély vízi zónájából átülepítéssel származtatható. Feltételezhetően a szemcsék forrásterületén (ami kívül esik a vizsgált terület határain), a belső rámpán is jelentős lehetett az elsődlegesen képződő mikritek aránya az üledéken belül (pl. Reichenhalli Evaporit, vö. SPÖTL 1988).

A pelsoi kezdetétől hirtelen változás észlelhető az üledékképződésben. A mélyebb rámpa üledékeiben zagyárral áthalmozottan megjelennek először krinoidea-váztöredékek, majd fentebb sekélytengeri elemek, pl. intraklasztok, peloidok, sekélytengeri mikrofosszíliák (Jósvafői Mészkő Tagozat teteje). Ezt feltehetően egy relatív vízszintcsökkenés eredményezte. Így a formáció felső részében az üledékek a középső rámpa proximális zónájában és a belső rámpán rakódtak le (Baradlai Mészkő Tagozat). A középső rámpa proximális zónájában

halmozódott fel a tagozat alján a keresztrétegzett bioklasztos mészkő. Dolomitosodása is relatív vízszintcsökkenéssel magyarázható.

A rétegsorban fentebb jelentkező ooidos mészkő szakaszok a belső rámpa peremi karbonáthomok-dombok üledékeinek értelmezhetők, míg a keresztrétegzett peloidos mészkő a hullámveréses, sekély zónák homokhullámaiban képződhetett.

Jellegzetes és meghatározó eleme a rétegsornak a mikrobás mészkő és dolomit. A szubtidális zónában a mikrobatelepek elterjedtek lehettek. Az üledékek mikroszerkezete arra utal, hogy felépítésükben coccoid baktériumok, kalcimikrobák, ?*Bacinella* és *Tubiphytes* játszottak meghatározó szerepet. A formáció jellegzetesen sötét színe is valószínűleg a mikrobák anaerob szervesanyag-lebontó tevékenységének következménye (vö. OSCHMANN 2000). A szemcsék összetapasztásával stabilizálták az üledéket, annak felszínén fodros–karfiolszerű struktúrákat alkottak. Korai tengeri cementációra utaló jegyek mikrofáciesüknek jellemző eleme. Topográfiai jellegzetességeikre adataink eddig nincsenek, mivel a barlangi szelvényben csak korlátozottan észlelhető a mikrobás testek geometriája és kapcsolata a laterális fáciesek felé. Az üledék összetétele és szerkezete részben a délkelet spanyolországi miocén képződményekből dokumentált agglutinált mikroba-dómokhoz hasonlítható (vö. RIDING et al. 1991).

A mikrobák közreműködésével keletkezett biogén karbonátok laposabb laminált formákat, sztromatolitokat, és dómos kiemelkedéseket formálhattak a tengeraljzaton feltehetően a mélyebb szubtidális zónában. Tengeraljzatról való kiemelkedésükre utalhat, hogy felszakadt üledékeik a környező fáciesekben felhalmozódtak, pl. peloidos homokhullámok formájában. Mikroszöveti elemeik rokonságot mutatnak a szilárd vázzal nem rendelkező mikroszervezetek által indukált szinszediment cementáció során helyben keletkezett karbonátüledékek, a mikroba-iszapdombok jellegzetességeivel ("microbial mud-mouns" BOURQUE 2001, WEBB 1996 osztályozása szereint "non-skeletal microbialite reefs"). Továbbá, egyes szakaszok mikrofáciesében részben felismerhetőek az „egyedi" mikroszkópos méretű vázalakok, ami a mikro-vázszerkezetes zátonyokra jellemző ("microframe reefs, RIDING 2002, v.ö. "skeletal stromatolite" RIDING 1977, "calcimicrobe framework reef" WEBB 1996).

A rétegsorban többször megjelenő finomkristályos dolomit szakaszok, mikroméretű evaporit utáni pszeudomorfózákkal és kovagumókkal, mint arid, szemiarid árapálysíkság szinszediment dolomitosodáson és talajosodáson átesett jellegzetes üledékei ismerhetők fel. Egyes szintekben sziltként, eolikus áthalmozódására utalnak keresztlaminált szakaszai. Esetleg az egykori árapálycsatornákhoz, vagy szubtidális lagúnákhoz kapcsolódhattak az egyéb dolomit típusok, mint pl. a laminált és breccsás dolomit váltakozása, illetve az agyagosabb dolomit, dolomitos mudstone üledékcsúszásos belső szerkezettel.

Többször ismétlődő jellegzetes szakaszai a rétegsornak, ahol a világos és sötét kőzetek rétegváltakozásban fordulnak elő. „Dobos tortához" hasonlítható kifejlődését PIROS et al. (1989a) barlangi szelvényből ismerték fel. A világos rétegek–laminák oxidatív környezetben rakódtak le. Míg a fekete rétegek–laminák mikrobák élettevékenysége által szabályozott anoxikus keletkezést tükröznek. Az üledékek belső szerkezete és fáciese alapján több fajtájuk különíthető el. Az egyik a laminált típus (váltakozó sötét és világos laminákkal)

jellegzetes sztromatolit. A sötétebb laminák a mikrobák által „átszőtt" üledékcsíkok, azaz biogén közreműködéssel kicsapódott filmek. A világos laminák a környező oxidatív fáciesből (pl. az árapálysíkságról) bemosott homogén mész- vagy dolomitiszap. Vastagabb rétegváltakozásban a fekete szakaszok keresztrétegzett peloidos kalkarenitek, azaz a mikroba-iszapdombokról felszakított és összemosott szemcsékből álló homokhullámok üledékei. Míg a világos rétegek a homokhullámok tetejét beborító oxidatív fáciesű homogén mész- vagy dolomitiszap.

A Baradlai Mészkő legfelső rétegeinek lerakódása idején, a pelsoi folyamán viszonylag hirtelen megváltozott a mikrobás karbonátok jellegzetessége: az üledékekben uralkodóvá váltak a mikroba-csomós mikro-onkoid és lump szemcsék, ami állandó jellegű, feltehetően erősebb vízmozgatottságra utal. Valószínűleg ennek hatására jelentek meg a mészalgák oxidatív sekélyvízi környezetben (Steinalmi Formáció legalsó szakasza).

Analógiák a pelsoi mikrobás karbonátok között

A Baradlai Mészkő Tagozathoz hasonlítható, mikrobák (főleg coccoid baktériumok) élettevékenysége során keletkezett vastagabb üledékösszletek Magyarországról eddig nem ismertek. Ökológiailag valószínűleg más felépítésű mikroba gyepek azonban gyakoriak, pl. a felső-triász formációkban.

Az északi-mészkőalpi Gutensteini Formáció (TOLLMANN 1976) alsó felében fekete, finomkristályos mészkő krinoideás mészkő betelepülésekkel, egyes szintjeiből radioláriákat is írtak le. A felső tagozata, az Annabergi Mészkő Tagozat pados, fekete, finomkristályos mészkő. Mikrofáciesében gyakori a mikrobás boundstone mikroszövet. A magyarországi formáció hasonló megjelenése miatt kapta az alpi formációval egyező nevét. Habár a két formáció üledékesbélyegeiben vannak eltérések. Az alpi Gutensteini Formáció alsó része sötétebb színében, krinoideás betelepülésekben, és radiolária tartalmában mutat eltérést a magyarországi lejtő fáciesű megfelelőjétől, a felső tagozatokban azonban számos rokon vonás felismerhető.

Az Alpokból BAUD (1987) vizsgálta az anisusi Saint-Triphoni Formáció (Svájc, Franciaország) üledékes jellegeit. A formáció litológiájában különbözik ugyan, de üledékes bélyegeiben nagyon hasonló az aggteleki-hegységi Gutensteini Formációhoz. A Saint-Triphoni Formáció alsó részén dolomit és üledékcsúszásos belső szerkezetű finomkristályos, bioturbált fekete mészkő felfelé mikrobás boundstone szövetű mészkőbe megy át, amit már középső–felső-anisusiba sorolnak. GAETANI & GORZA (1989) a dél-alpi bithyniai?–pelsoi Camorelli Mészkő Formációból írtak le hasonló, mikrobás üledékeket. Értelmezésük szerint a cianobaktériumok és *Tubiphytes* alkotta közösség volt az első a perm végi kihalást követően, ami a középső-triász zátonyfejlődésben előfutár szerepet játszott a ladin–karni összetettebb zátonyközösségek kialakulásához. A Hellenidák Subpelagóniai egységének rétegsorából ANGIOLINI et al. (1992) írtak le foraminiferákkal igazolt pelsoi korú mikroba-együttes által cementált platformperemet. Jellegzetes mikrofáciese a boundstone *Tubiphytes*szel. Kínai szelvényekből ENOS et al. (1997) és LEHRMANN (1999) dokumentáltak alsó-triász korú Renalcis-eredetű,

cyanobakteriális boundstone szövetű laposabb biohermákat, melyek a zátonyépülés kezdeti fázisát jelezték, amit platform peremi *Tubiphytes–Plexoramea* zátonyok követtek az anisusi–kora-ladinban.

A fenti példák azt mutatják, hogy részben már a kora-triászban, de a nyugati Tethys üledékképződési területén a pelsoi kezdetén a mikrobatelepek kialakulása olyan ökológiai és szedimentológiai változásokhoz vezetett, amelyek elősegíthették más zátonyalkotó szervezetek számára az élőhelyek kialakulását.

Konklúzió

A Gutensteini Formáció rétegsorának szedimentológiai elemzésével olyan litosztratigráfiai tagolás javasolható, ami szerint a formáció rétegsora két jellegzetes tagozatra osztható: a Jósvafői Mészkő és a Baradlai Mészkő Tagozatokra.

Az Aggteleki fáciesben a Gutensteini Formáció alsó tagozata, a Jósvafői Mészkő monoton kifejlődésű, felső tagozata, a Baradlai Mészkő azonban sokkal nagyobb litológiai és fácies változatosságot mutat. A *Glomospira densa* foraminifera megjelenése alapján az alsó tagozat felső részétől kezdődően a formáció a pelsoi emeletbe sorolható. Alsó tagozatának korára biosztratigráfiai adatok nincsenek. A fekü fosszíliákkal bizonyítottan az alsó-triász legfelső részébe sorolható (HIPS 1996).

A pelsoiban mikroba-iszapdombok alakultak ki a középső rámpán. Megjelenésüket valószínűleg a mélyebb rámpán létrejött és állandósult oxigénhiányos zóna segítette elő, oly módon, hogy a mélyebb anoxikus vizekből alkália-dús feláramlások fokozhatták a sekélyebb tengeri zónákban a karbonátok kicsapódását (vö. KEMPE 1990). A perm végi kihalást követően az első zátonyközösségeket primitív, mikroba szervezetek alkották (pl. GAETANI & GORZA 1989, SANO et al. 1997, LEHRMANN 1999). Az Aggteleki fáciesben ilyen „zátonyközösség" megjelenéséhez a Gutensteini Formáció Baradlai Mészkő Tagozatának képződése kötődik. Valószínűleg az Aggteleki fácies üledékképződési területén is a mikrobatelepek térbeli elterjedése részben befolyásolta a középső-triászban ezt követően kialakult ökológiailag összetettebb zátonyok helyzetét.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti PIROS Olgát, aki a vizsgálatok kezdetén megismertetett a formáció Baradla-barlangi feltárásával. CSONTOS László, FODOR László, FÓRIÁN-SZABÓ Márton segítettek a terepi szerkezetföldtani észlelésekben és az adatok kiértékelésénél. A barlangi mintagyűjtéseknél TÖRÖK Ákos, a barlangi fotózásnál PÉRÓ Csaba voltak segítségemre. Köszönöm PIROS Olga és BUDAI Tamás lektorok kritikai észrevételeit. Hálás vagyok az Aggteleki Nemzeti Park jelenlegi és egykori igazgatójának, SALAMON Gábornak és BAROSS Gábornak, hogy támogatták munkámat a barlangban és a nemzeti park területén. A vizsgálatok az F029790 sz. OTKA keretében készültek.

Irodalom – References

ANGIOLINI, L., DRAGONETTI, L., MUTTONI, G. & NICORA, A. 1992: Triassic stratigraphy in the Island of Hydra (Greece). – *Riv. Ital. Paleont. Strat.* **98**, 137–180.

BALOGH K. 1948a: Adatok a tágabb értelemben vett Szilicei-fennsík DNy-i részének földtani ismeretéhez. – *MÁFI Évi Jel.* **1940**, 917–926.

BALOGH K. 1948b: Adatok a Gömör-Tornai Karszt geológiájához. – *MÁFI Évi Jel.* **1948**, 107–129.

BALOGH K. 1953: Földtani tanulmányok Pelsőc (Plesivec) környékén (1942), tobábbá Bódvaszilas és Jósvafő között (1943). – *MÁFI Évi Jel.* **1943**, 61–65.

BAUD, A. 1987: Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Prealpes, Suisse et France). – *Memoire de Geologie Lausanne*, 322 p.

BLENDINGER, W. 1994: The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitive analisys. – *Sedimentology* **41**, 1147–1159.

BORKA Zs. 1982: Adatok az Aggteleki-fennsík triász rétegtanához. – Kézirat, szakdolgozat, ELTE Földtani Tanszék, Budapest, 78 p.

Bourque, P. A. 2001: Mud-mounds: do they stillconstitute an enigma? – *Geol. med.* **28/1–2**, 27–32.

BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras, Stratigrafia a Dasycladeceae mezozoika Slovenského krasu. – Ústredný ústav geologicky, redakcia Bratislava, 204 p.

BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigrapnie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. – *Geol. Sbor.* **28/2**, 257–266.

BYSTRICKÝ, J. 1973: The Triassic of the West Carpathian Mts. – Guide to excursion D, 10th Cong. of Carp. Balkan. Geol. Ass., 137 p.

CHAFETZ, H. S. & GUIDRY, S. A. 1999: Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. – *Sed. Geol.* **126**, 57–74.

ENOS, P., JIAYONG, W. & YANGJI, Y. 1997: Facies distribution and retreat of Middle Triassic platform margin, Guizhou province, south China. – *Sedimentology* **44**, 563–584.

FUX V. 1941: Kőzettani vizsgálatok Jósvafő környékén. – *Közlemények a debreceni Tisza István–Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Intézetéből* **5**, 18–34.

GAETANI, M. & GORZA, M. 1989: The anisian (Middle Triassic) carbonate bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps). – *Facies* **21**, 41–56.

HIPS K. 1996: Stratigraphical and facies evaluation of the Lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains, NE Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **39/4**, 369–411.

HIPS K. 1998: Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. – In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. (Eds): *Carbonate Ramps.* Geological Society, London Special Publication **149**, 315–338.

HIPS, K. 2001. The structural setting of Lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. – *Geol. Carpath.* **52/5**, 287–299.

JASKÓ S. 1935: A Jósva patak felső völgyének geológiai leírása. – *Földt. Közl.* **65**, 291–300.

KEMPE, S. 1990: Alkalinity: the Link between Anaerobic basin and Shallow Water Carbonates? – *Natur Wissenschaften* **77**, 426–427.

KOVÁCS, S. 1997: Middle Triassic Rifting and Facies Differentiation in Northeast Hungary. – In: SINHA, A. K., SASSI, F. P. & PAPANIKOLAOU, D. (Eds): *Geodynamic Domains in Alpine–Himalayan Tethys*, IGCP Project 276, Oxford & IBH Publishing CO. PVT. LTD, New Delhi, India, 375–397.

KOVÁCS S., HIPS K., PIROS O., LESS Gy. & JÓZSA S. in press. Aggtelek–Rudabányai egységek. – In: HAAS J. (szerk) Magyarország földtana, triász. Eötvös Kiadó, Budapest.

KOVÁCS S., LESS Gy., PIROS O. & RÓTH L. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. – *MÁFI. Évi Jel.* **1986**, 19–43.

KOVÁCS, S., LESS, Gy., PIROS, O. & RÓTH, L. 1989: Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **32/1–2**, 31–63.

LEHRMANN, D. 1999: Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang Basin, south China. – *Geology* **27/4**, 359–362.

LEHRMANN, D., WEI, J. & ENOS, P. 1998: Controls on facies architecture of a large Triassic carbonate platform: the great bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, south China. – *J. Sed. Research* **68/2**, 311–326.

LEHRMANN, FD., PAYNE, J., FELIX, S., DILLET, P., WANG, H., YU, Y. & WEI, J. 2002: Permian–Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjian Basin, south China: Implications for oceanic conditions associated with the end-Permian extinction and its aftermath. – *Palaios* **18/2**, 138–152.

LESS Gy. 1998a: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképe, 1:100 000. MÁFI Kiadványa. – In: BAROSS G. (Szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda, Budapest.

LESS Gy. 1998b: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység tektonikai térképe, 1:100 000. MÁFI Kiadványa. – In: BAROSS G. (Szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda, Budapest.

LESS, Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. – *Slovak Geol. Mag.* 6, 260–268.

LESS Gy., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA Gy. (Szerk.) 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe, 1:25 000. – MÁFI, Budapest.

LESS, Gy., KOVÁCS, S., FODOR, L., PÉRÓ, Cs. & HIPS, K. 1998: Geological cross section through the Aggtelek–Rudabánya Mts., NE Hungary. – CBGA XVI Congress, Wien, Austria, Abstract volume, 337 p.

MELLO, J. (Szerk.), ELEČKO, M., PRISTAS, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, J., VASS, D. & VOZÁROVÁ, A. 1996: Geological map of the Slovenský Kras Mts. 1:50 000. Vydalo Ministerstvo Zivotného prostredia Slovenskej republiky, Bratislava.

MELLO, J. (Szerk.), ELEČKO, M., PRISTAS, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, J., VASS, D., VOZÁROVÁ, A., GAÁL. L., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁC, P., SLAVKAY, M. & STEINER, A. 1997: Vysvetlivky, ku geologickej mape Slovenského Krasu, 1:50 000. – Vydavatel'stvo Dionýza Štúra, Bratislava, 255 p.

MICHALÍK, M. 1997: Tsunamites in a storm-dominated anisian carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). – *Geol. Carpath.* **48/4**, 221–229.

OSCHMANN, W. 2000: Microbes and Black Shales. – In: RIDING, R. E. & AWRAMIK, S. M. (Eds) *Microbial Sediments*, Springer, 137–148.

PIROS H. 1978: Triász karbonátos kőzetek szöveti–genetikai összehasonlító vizsgálata. – Kézirat, szakdologozat, KLTE, Debrecen, 52 p.

PIROS O. 1986: Az Aggteleki-hegység középső–felső-triász karbonát-platform képződményeinek fácies- és mikrofácies vizsgálata. – Kézirat, Egyetemi doktori értekezés, KLTE, Debrecen, 56 p.

PIROS O. 1993: Gutensteini Formáció. – In: HAAS J. (Szerk.) Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. MÁFI, Budapest, 168–169.

PIROS, O. 2002: Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **45/2**, 119–151.

PIROS O., SZILÁGYI F. & BORKA Zs. 1989a: Gutensteini Mészkő Formáció, Aggteleki-karszt, Jósvafő, Baradla-barlang, Vetődéses terem. MÁFI, Budapes, 4 p.

PIROS O., BORKA Zs. & SZILÁGYI F. 1989b: Gutensteini Mészkő Formáció, Aggteleki-karszt, Jósvafő, Baradla-barlang, Színpad. MÁFI, Budapest, 4 p.

PUKÁNSZKY A. 1979: Kőzetföldtani adalékok a Baradla-barlang genetikájához. Kézirat, szakdolgozat, KLTE, Debrecen, 106 p.

RETTORI, R., ANGIOLINI, L. & MUTTONI, G. 1994: Lower and Middle Triassic foraminifera from Eros Limestone, Hydra Island, Greece. – *Jour. of Micropalaeontology* **13**, 25–46.

RIDING, R. 1977: Skeletal stromatolite. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): *Fossil Algae*, Springer-Verlag, 57–60.

RIDING, R. 2002: Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. – *Earth-Science Rev.* **58**, 163–231.

RIDING, R., BRAGA, J. & MARTÍN, J. 1991: Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of recent giant Bahamian examples. – *Sediment. Geol.* **71**, 121–127.

SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. – Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 213 p.

SANO, H., & NAKASHIMA, K. 1997: Lowermost Triassic (Griesbachian) microbial bindstone–cementstone facies, Southwest Japan. – *Facies* **36**, 1–24.

SCHOLZ G. 1971: Anizuszi–Wettersteini mészkőzátony Észak-Magyarországon. – *MÁFI Évi Jel.* **1971**, 99–115.

SCHRÉTER Z. 1935: Aggtelek környékének földtani viszonyai. – *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* **1925–28**, 145–156.

SPOTL, VON C. 1988: Evaporitische fazies der Reichenhaller Formation (Skyth/Anis) imm Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.* **131/1**, 153–168.
TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Franz Deuticke, Wien, 65–81.
TURNER, E., JMES, N. & NARBONNE, G. 2000: Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. – *Palaios* **15**, 87–111.
WEBB, G. E. 1996: Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution on non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonates and biologically induced cement)? – *Sedimentology* **43**, 947–971.

Kézirat beérkezett: 2003. 04. 23.

Földtani Közlöny 133/4, 469–475 (2003) Budapest

Arzéntartalmú piritelőfordulás Úrkúton és az Iharosberény–I mélyfúrás jura rétegeiben

As-bearing pyrite occurrence at Úrkút and in the Jurassic layers of the Iharosberény–I drillcore

POLGÁRI Márta[1] – DOBOSI Gábor[1] – HORVÁTH Péter[1] – RÁLISCHNÉ FELGENHAUER Erzsébet[2] – VÍGH Tamás[3]

(6 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: arzén, pirit, hidrotermás hatás, jura, Közép-Dunántúli egység, Dunántúli-középhegység
Keywords: arsenic, pyrite, hydrothermal effect, Jurassic, Transdanubian Range

Abstract

During study of hydrothermal contribution to the Jurassic sedimentary rocks of the Transdanubian Range, As enrichment was detected in some horizons of the Mn mineralization at Úrkút (120–370 ppm). One of these layers occurs just below the mineralization as a 10 cm thick black shale which contains pyrite concretions, which high As content (5700 ppm) is responsible for the anomaly.

As-bearing pyrite minerals were detected by electron-microprobe of the Iharosberény–I drillcore (SW from Lake Balaton) in the Jurassic, probably hydrothermaly altered, silicificated, calcitized layers,. The formation of As-bearing pyrite can refer to hydrothermal influence in some horizons of the Jurassic.

Összefoglalás

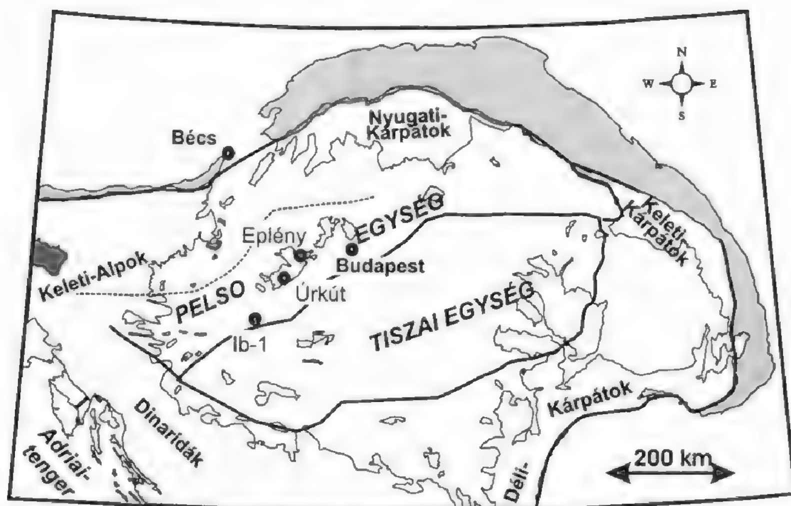
A dunántúli középhegységi jura korú üledékes kőzetekben előforduló vulkáni-hidrotermás hozzájárulás vizsgálata során az úrkúti mangánérc több szintjében arzéndúsulás (120–370 ppm) jelentkezett. (Az As, gyakoriság agyagok és mélytengeri üledékek esetében: 5–15 ppm). Az egyik ilyen szint az ércesedés alatti, néhány 10 cm vastag feketepala réteg részletes nyomelem vizsgálata alapján az itt található piritkonkréciók jelentős (5700 ppm) As-tartalma okozza ezt az anomáliát.

A Balatontól DNy-ra mélyült Iharosberény–I mélyfúrás vizsgálata során jura időszaki, feltehetően hidrotermás hatásra átalakult, kovásodott, kalcitosodott rétegben elektron-mikroszondával szintén As-tartalmú piritelőfordulást határoztunk meg. Az As-tartalmú pirit keletkezése a jura időszak egyes szintjeiben hidrotermás hatásra utalhat.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység jura üledékes formációinak vizsgálatakor az úrkúti mangánércesedés több szintjében As-dúsulás jelentkezett (*1. ábra*). Mivel az As bizonyos dúsulási folyamatai hidrotermás tevékenységhez köthetők, célunk az volt, hogy az As-t hordozó fázist pontosabban meghatározzuk. Az úrkúti mangánérc egyes kifejlődési típusainak As-dús jellege már az ércfelhasználás korábbi időszakában is környezetszennyezési problémát vetett fel, ezért az

[1]MTA Földtudományi Kutatóközpont, Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. e-mail: polgari@geochem.hu
[2]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[3]Mangán Kft., 8409 Úrkút, Külterület



1. ábra. A vizsgált minták előfordulása

Fig. 1 Locality of the recently studied samples

1980-as évek végén a Diósgyőri Kohászati Üzem leállította a karbonátos mangánérc feldolgozását. (Szabó in Polgári et al. 2000, 543. oldal). Az 1990-es évekre az úrkúti és eplényi telepek különböző érctípusaiból, a különféle karbonátos Mn-érc fajtákból, a vasas, kovás Mn-oxidból (Csárdahegy, Eplény), az utólag oxidált Mn-ércből, és az érckísérő feketepalából, valamint fémtartalmú színes agyagokból nagyobb számú mintaelemzés készült (~250 db). 2000–2003 között az OTKA T 032142 számú kutatási téma keretében újabb minták fő- és nyomelemzése készült el. Az adatok feldolgozása lehetővé teszi az As-eloszlás sajátosságainak pontosabb jellemzését.

Az egyes lelőhelyek As-dús kőzettípusainak főbb sajátosságait és azok kapcsolatát az *1. táblázat* foglalja össze. Az adatok egy része és a lineáris korrelációs adatok Polgári et al. (eds 2000) összefoglalásából, illetve új mérésekből (55 db) kerültek felhasználásra. Az irodalomban közölt minták azonosító számait zárójelben a mintaszámok után adtuk meg.

Az As-eloszlás a fentiek alapján a következőképpen foglalható össze. A karbonátos szelvényben az As a szürke típusú fekü mészmárgában, a közvetlen ércfekü feketepalában, a főtelep tetején a szürke típusú Mn-ércben, a II. telepben, és fémtartalmú színes agyagokban (okker, umbra) dúsul. Az agyagok kivételével a minták piritdúsak, Co-Ni-szulfidot AgS érchintést tartalmaznak. Az agyagos mintákban az As-Co korreláció +0,92, de gyengébb pozitív korreláció jelentkezik az As és az Al, Mg, Th, Rb és ritkaföldfémek között is (+0,53–+0,6).

A kovás, vasas oxidos Mn ércekben (primér Mn-oxidos ércesedésnek leírt csárdahegyi és eplényi ércek), valamint az utólag oxidált Mn ércekben az As a Fe-dús fázishoz kötődik (r: +0,63 azércminták esetében).

A C_{org}-dús mintákban az As dúsulását nem sikerült igazolni. Meg kell azonban jegyezni, hogy C_{org} és S elemzés mindössze egy teljes Mn-karbonátos szelvényből készült.

1. táblázat. Az As eloszlás sajátosságai az úrkúti és eplényi mangántelep egyes kőzettípusaiban

Table 1 The characteristics of distribution of As in the different types of the Úrkút and Eplény Mn mineralization

ÚRKÚT III. akna	Kőzettípus	As (ppm)	Co (ppm)	Mn (s%)	Fe (s%)	C_{org} (s%)	S_{tot} (s%)	S^{2-} (s%)	Minták száma, kódja (POLGÁRI et al., eds 2000)
Az ércesedés feküje	Szürke típusú márga	393	19	0,91	3,49	Na	Na	Na	1
A főtelep alatti feketepala	Karbonátos Mn ércesedés	369	1180	0,7	5,2	0,84	1,78	1,57	1 (2)
Főtelep teteje	Szürke karbonátos Mn érc	132	154	31,93	6,92	0,19	3,12	3,04	1 (12)
Főtelep	Zöld agyag	128	63	1,39	13,7	Na	Na	Na	1 (187)
II. telep		107–238	80–142	7,2–9,9	8,6–9,9	Na	Na	Na	3
Kövestábla Főtelep	Szürke karbonátos Mn érc	120	511	Na	Na	Na	Na	Na	1 (143)
Főtelep	Zöld karbonátos Mn érc	127	147	Na	Na	Na	Na	Na	1 (150)
	Vörös, sárga vasas agyag	160	72	Na	Na	Na	Na	Na	1 (145)
Csárdahegy (Elsődleges)	Kovás vasas oxidos Mn érc	104–230	124–360	1–25	25–34	-	-	-	8 (163, 164, 166, 169, 172, 180, 181, 182)
Eplény (Elsődleges)		113–160	21–112	15–24	20–33	-	-	-	5 (196, 198, 215, 217)
Oxidos Mn-ércek (Másodlagos)									
Úrkút, Lejtősakna, Kislőd	Réteges, vagy gumós Mn-oxid ércek	103–370	102–710	0,5–31	6–48	-	-	-	14 (59, 60, 79, 82, 89, 91, 94, 102, 103, 127, 136,138,155, 192)
Eplény	Barna agyag	189	32	5,18	20,60	-	-	-	1

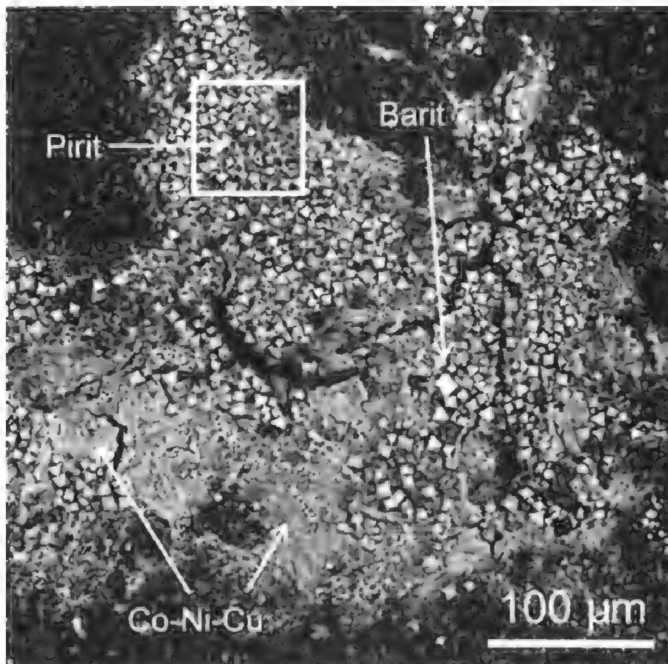
A táblázat az As dús minták adatait tartalmazza. Na: nincs adat; –: a minta nem tartalmazza az adott összetevőt

Kőzettípus	Korreláció	Mintaszám (db)
Karbonátos szelvények	Összes karbonátos szelvényből származó mintában: 0	57
	Ércmintákban: 0	37
	Agyagban: As-Co: +0,92 As-Al: +0,6 As-Mg: +0,53, As-Th: +0,53, As-Rb: +0,55, As-RFF: +0,58	20
Oxidos Mn-ércekben (elsődleges és másodlagos együtt)	Összes mintában: As-Fe: +0,51	26
	Ércmintákban: As-Fe: +0,63	18
	Agyagban: 0	8

A korrelációs adatok a teljes szelvényekből számolt adatok. Más elemekkel az As kapcsolatot nem mutatott.

Az úrkúti toarci mangánércesedés közvetlen feküjében lévő néhány 10 cm vastagságú sötétszürke, rétegzett márgában gyakoriak az oktaéderes euhedrális pirit-, és Co-Ni-szulfid hintések (2, 3. *ábra*), és kisebb-nagyobb piritkonkréciók. A konkréciók átmérője néhány mm-től néhány cm-ig változik. Az úrkúti mangántelep egészére jellemző a framboidális (bakteriopirit) előfordulás, azonban a telep feküjében az euhedrális és equant típusú pirit előfordulás az uralkodó. Az üledékes környezetben található piritelőfordulás morfológiája és képződése közötti összefüggéseket SWEENEY & KAPLAN (1973), RAISWELL (1982), HÁMOR & HERTELENDI (1991) és HÁMOR (1994) részletezi. A mangánércesedés főbb sajátosságainak tárgyalása jelen munkának nem célja, legújabb összefoglalását POLGÁRI et al. (2000) adta közre.

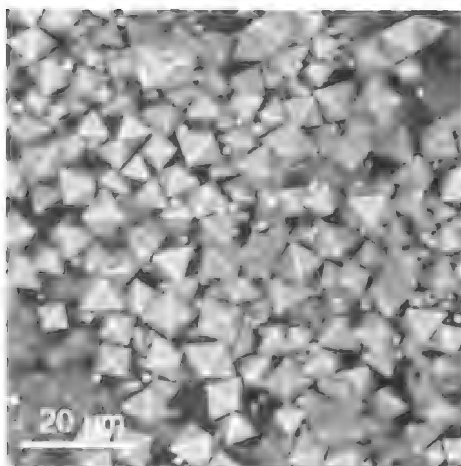
Másfelől a Pelso nagyszerkezeti egységen belül, a Dunántúli-középhegységgel azonos, Szávai (Közép-Dunántúli) egységben (HAAS et al. 1995), a Balatontól DNy-ra mélyült Iharosberény–I mélyfúrás 1903,0–1826,0 m-es intervallumának



2. *ábra*. Pirit- és Co-Ni-szulfid hintés (Úrkút, Mn-karbonátos főtelep fekü feketepala réteglapján (a felvételt Dr. NAGY Géza – MTA, GKL, Budapest – készítette.)

Fig. 2 Disseminated pyrite and Co-Ni-sulfide minerals Úrkút, surface of a layer from the black shale footwall of main bed of the Mn carbonate ore mineralization (The photo was made by dr. Géza NAGY, Lab. for Geochem. Res., Budapest)

néhány szintjében, zátony előtéri fáciesű karbonátos képződményekben, aleurit-, agyag- és kovapalákban, valamint radioláriás kovapalákban, világos (szürkés) kovás betelepüléseket makroszkóposan savanyú, esetleg neutrális vulkanit teléreknek írtak le (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998, *1. ábra*). A vékonycsiszolatos vizsgálatok során kiderült, hogy a rétegek eredeti anyagára semmi sem utal, az egész kőzet, különböző kristályossági fokú kovafoltokból áll, esetenként karbonáthintéssel. E rétegek hőhatást a környezetükre nem fejtettek ki, valószínűleg alacsony hőmérsékletű hidrotermális oldatok hozták létre. Ezek a kovarétegek mindenképpen egyidejű vulkáni tevékenységre utalnak, valószínűleg a fúrás helyétől nagyobb távolságra. A területen savanyú tufa közbetelepülések jelenléte is ismert a rétegsorban (Bajcsa–14-es fúrás). A fúrás 1850,8–1863,4 m szakaszából 3 mintában DOSZTÁLY L. középső–felső-jura kort



3. ábra. Euhedrális pirithalmaz (Úrkút, Mn-karbonátos főtelep fekü feketepala réteglapján, a 2. ábra fehér kerettel jelölt részletének nagyítása (a felvételt Dr. NAGY Géza – MTA, GKL, Budapest – készítette.)

Fig. 3. Euhedral pyrites (Úrkút, surface of a layer from the black shale footwall of main bed of the Mn carbonate ore mineralization, higher magnification of the signed part of Fig. 2. (The photo was made by dr. Géza NAGY, Lab. for Geochem. Res., Budapest)

jelző radioláriákat határozott meg (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998). A rendelkezésre álló, 1856 m-es szintből való vékonycsiszolat elektron-mikroszondás vizsgálatának célja a kovás telérekben fellelhető, a kovásodás előtti állapotra jellemző ásványfázisok keresése volt.

Eredmények

Egy piritkonkréciót az úrkúti mangánbánya III. akna, Ny-i bányamező mélyszintjéről (186 mBf) kémiai fő és nyomelem, illetve elektron-mikroszondás módszerrel vizsgáltunk. A kémiai elemzés ICP módszerrel történt (SGS Laboratories, Torontó, 2002). Az elektron-mikroszondás vizsgálatok az MTA GKL-ben rutinvizsgálattal készültek.

A piritkonkréció (equant típusú pirit) 2–3 cm átmérőjű, kissé lapított formájú, felületén helyenként átlátszó, víztiszta ásványbevonat látható (*4. ábra*). A konkréciót félbevágva, annak egyik feléből kémiai elemzés, míg a másik felének polírozott felületén elektron-mikroszondás vizsgálat készült. A minta fő- és nyomelem összetételét az *2. táblázat* mutatja be.

A kémiai összetétel alapján a vizsgált piritkonkrécióban jelentős, 5700 ppm As, és 331 ppm Co-tartalmat mutattak ki. Kismértékű agyagszennyezés az elemzés alapján valószínű.



4. ábra. Piritgumó (Úrkút, Mn-karbonátos főtelep fekü feketepala rétegéből)

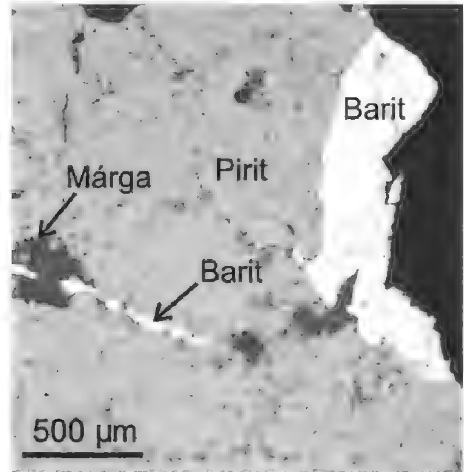
Fig. 4 Pyrite nodule (Úrkút, surface of a layer from the black shale footwall of main bed of the Mn carbonate ore mineralization)

2. *táblázat.* Piritkonkréció fő- és nyomelem összetétele (Úrkút, III. akna, Ny-i bányamező, mélyszint, 186 mBf*)

Table 2 Main and trace element content of a pyrite concretion (Úrkút Mine, Shaft No. III, Western minefield, deep level, 186 mB)

	s %		ppm		ppm
SiO_2	1,51	Au	<8	Co	331
TiO_2	0,05	Li	3	Cr	6
Al_2O_3	0,70	Be	<1	Cu	12
Fe	43,25	Ga	30	Mo	25
Mn	0,06	Cd	<2	Ni	19
CaO	0,14	Sn	<5	Pb	17
MgO	0,25	Bi	40	V	16
K_2O	0,30	Ag	<2	Zn	43
Na_2O	0,25	Ba	478	Sc	<2
P_2O_5	0,01	Sr	65	As	**5700!**
S**	48,94				

* m Balti tengerszint felett (m above Baltic sea level); ** számolt adat (counted data)

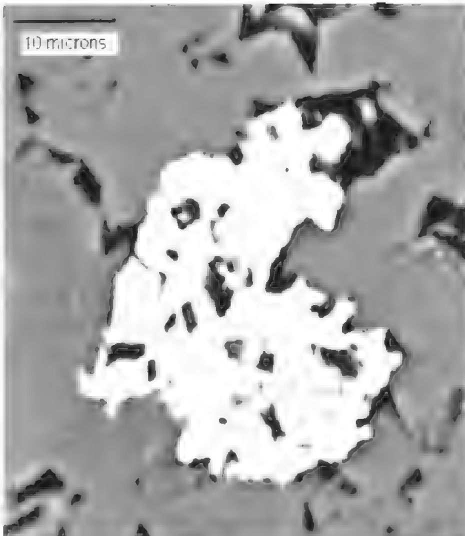


5. ábra. A 4. ábrán lévő piritgumó vágott felületéről készült szondás felvétel, pirit barittal

Fig. 5 Back scattered electron image made by EPMA on the surface of the cut nodule (Fig. 4), pyrite with barite

Az elektron-mikroszondás vizsgálat a minta külső felszínén és belül repedéskitöltésként baritot mutatott ki (*5. ábra*), ami magyarázza a szinten belüli magas Ba-értéket. Elektron-mikroszondával a piritben az As nem volt kimutatható.

Az Iharosberény–I fúrás 1856 m-es szintjéből készült szondás vékonycsiszolatban elektron-mikroszondával kovás és kalcit összetételű fázison kívül csak As-tartalmú piritszemcséket sikerült azonosítani (*6. ábra*). Az As mennyisége ezekben az ásványszemcsékben félkvantitatív meghatározás szerint 1–3%.



6 ábra. Arzén-tartalmú pirit az Iharosberény–I. mélyfúrás 1856 m-közéből készült mintában

Fig. 6 As-bearing pyrite from the 1856 m level of Iharosberény–I drillcore

Összefoglalás

Piritben arzéndúsulást többféle folyamat eredményezhet. A jelentősebb As-tartalom utalhat a pirit hidrotermás eredetére. Mangántartalmú fázis környezetében jelenthet hidrogenetikus, vagy korai diagenetikus kicsapódást, tengeri környezetet, bakteriális hatást. Amennyiben szervesanyaggal kapcso-latos a pirit-előfordulás, erőteljes feláramlási övezetet mutathat. Euxin környezetben képződött piritben az As szintén dúsulhat. Az úrkúti előfordulás ese-

tében az As és a Mn között pozitív korrelációt sehol nem sikerült kimutatni. A szervesanyag eloszlásával kapcsolatban sem jelentkezett kapcsolat, jelentős szervesanyag-tartalmú (több s%) pirites minták nem mutattak kiugró arzéntartalmat.

Hasonlóképpen az iharosberényi minta környezete sem bizonyult mangán- és szervesanyag-tartalomban dúsultnak.

A fentiek alapján a toarci emeletbeli úrkúti mangántelep feküjében, illetve az Iharosberény–I fúrásszelvény jura szakaszában lévő középső–felső-jura kovarétegekben lévő As-dús pirit előfordulás legvalószínűbben hidrotermás hatással magyarázható, de az értékelésnél az üledékes környezetben lehetséges egyéb As-dúsítási folyamatok, különösen a bakteriális hatás sem zárható ki, ezért az anyag további vizsgálata indokolt.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki dr. HORVÁTH Istvánnak és Dr. FÜGEDI Ubulnak (MÁFI) hasznos javaslataikért.

A tanulmány az OTKA T 032140. számú projekt támogatásával készült.

Irodalom

HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – *Tectonophysics* **242**, 19–40.

HÁMOR, T. 1994: The occurrence and morphology of sedimentary pyrite. – *Acta Geol. Hung.* **37/1–2**, 153–181.

HÁMOR T. & HERTELENDI E. 1991: Az üledékes vasszulfidok $\delta^{34}S$ értéke és az üledékek koradiagenetikus fejlődése közötti kapcsolat. – *Földt. Közl.* **121**, 133–151.

POLGÁRI M., SZABÓ Z. & SZEDERKÉNYI T. (Eds). 2000: Mangánércek Magyarországon – Grasselly Gyula akadémikus emlékére (Manganese Ores in Hungary – In commemoration of professor Gyula Grasselly) Published by: MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Juhász Nyomda, Szeged, p. 675.

RAISWELL, R. 1982: Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. – *Am. J. Sci.* **282**, 1244–1263.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1998: A középdunántúli terület paleozóos és mezozóos képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (Eds.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt.-MÁFI, Budapest, 155–171.

SWEENEY, R. E. & KAPLAN, I. R. 1973: Pyrite framboid formation: Laboratory synthesis and marine sediments. – *Econ. Geol.* **68**, 618–634.

Kézirat beérkezett: 2003. 08. 25.

Földtani Közlöny 133/4, 477–499 (2003) Budapest

Late Jurassic and Early Cretaceous bivalve assemblages from Transdanubia (Hungary)

Késő-jura és kora-kréta kagylóegyüttesek a Dunántúlról

István SZENTE[1]

(3 figs, 6 tables, 4 plates)

Keywords: Bivalvia, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, palaeoecology
Tárgyszavak: Bivalvia, felső-jura, alsó-kréta, paleoökológia

Összefoglalás

A Dunántúli-középhegységben és a Mecsekben feltárt felső-jura és alsó-kréta (berriasi–apti) üledékes formációk szinte mindegyike tartalmaz kagylómaradványokat, melyek általában ritkák, és csak kis mértékben ismertek és dokumentáltak. A Dunántúli-középhegység felső-jurájából több, mint 200 példány alapján 20 formát sikerült felismerni, az alsó-kréta formációkból meghatározott közel 300 példány körében pedig mintegy 30 fajt lehetett megkülönböztetni. A faunákban a kihalt formák mellett a mai mélytengerekre jellemző nemzetségek (*Nuculana, Propeamussium, Acesta, Cuspidaria* s.l.) fordulnak elő. Az együttesek diverzitása a tithonban és a barremiben a legnagyobb, míg a berriasiban és a valanginiban a legkisebb. Figyelmet érdemel a *Rhynchomytilus, Praechlamys* és *Spondylopecten* nemzetségek előfordulása az apti rétegekben, mivel ezek a krétából eddig még nem kerültek elő.

A mecseki alsó-kréta Hidasivölgyi Márgából előkerült faunulában ugyancsak a mélyebbvízi formák dominálnak a szórványos, feltehetően allochton sekélytengeri alakok mellett.

Abstract

Most of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations exposed in the mountain ranges of Transdanubia are known to contain, usually sporadically, bivalve remains whose occurrences have been poorly studied and documented as a rule. As a result of studies of long-existing collections as well as of recently gathered material, some 20 species represented by near 200 specimens have been recorded from the Upper Jurassic of the Transdanubian Range. Lower Cretaceous (Berriasian–Aptian) strata of the same area have yielded near 300 specimens assigned to 30 species. The assemblages contain extinct forms as well as genera characteristic of recent deep-seas such as *Nuculana, Propeamussium, Acesta* and *Cuspidaria* s.l. The diversity of the assemblages reached the greatest values in the Tithonian and Barremian while the Berriasian and Valanginian were found to contain the less diverse bivalve faunas. It is worth mentioning the presence of *Rhynchomytilus, Praechlamys* and *Spondylopecten* in the Aptian beds because these genera were not recorded previously from the Cretaceous.

The Lower Cretaceous Hidasivölgy Marl of the Mecsek Mts yielded a bivalve faunula dominated by deeper-water forms beside sporadic shallow-water elements interpreted as allochtonous.

Introduction

Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary rocks crop out in several areas of Transdanubia i.e. the hilly western part of Hungary. Richly fossiliferous, unmetamorphosed sections are exposed in the Transdanubian Range (TR) and in the Mecsek Mountains, belonging to the Pelso and Tisia tectono-stratigraphic

[1]Department of Palaeontology, Eötvös University, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, Hungary, szente@ludens.elte.hu

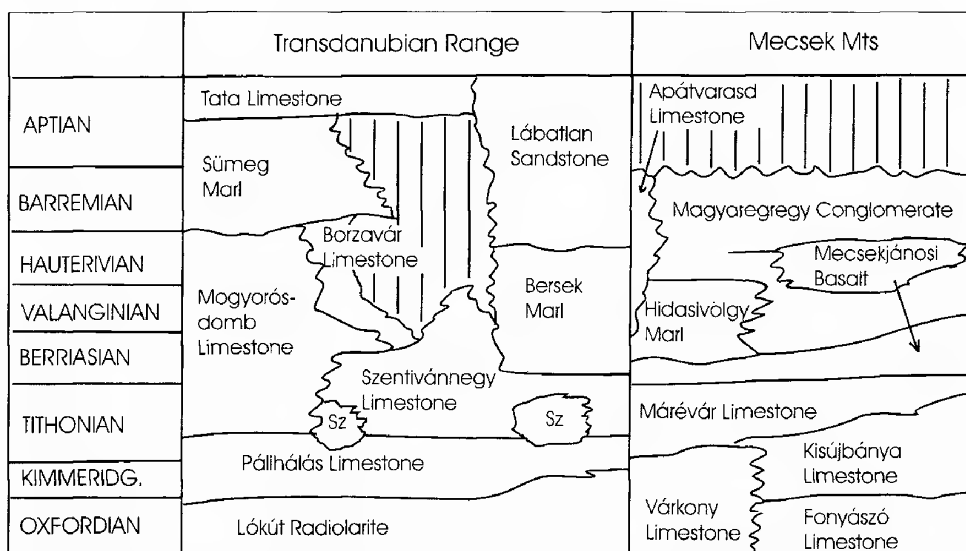


Fig. 1 Lithostratigraphic scheme of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Transdanubian Range and the Mecsek Mts. Vertical hatching indicates gaps. After CSÁSZÁR (1997). Sz = Szélhegy Limestone

1. ábra. A Dunántúli-középhegység és a Mecsek felső-jura és alsó-kréta rétegsorának litosztratigráfiai tagolása. A függőleges vonalkázás üledékhézagot jelöl. CSÁSZÁR (1997) után. Sz = Szélhegyi Mészkő

terranes, respectively. Lithostratigraphic schemes for both areas are shown in *Fig. 1.* (after CSÁSZÁR 1997)

The successions, built mainly of rocks representing the deeper-water facies of the peri-Mediterranean Mesozoic, record the palaeogeographic and palaeoenvironmental changes affected both areas in the Late Jurassic and Early Cretaceous. Bivalves, although in limited numbers as a rule, are known to occur in near all kind of sedimentary rocks. The aim of this paper is to document the occurrence of bivalves in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Transdanubian Range and the Mecsek Mts as well as to contribute to the environmental interpretation of some peculiar "dead facies", i.e. those which have no recent analogues (STRAKHOV 1960), of the peri-Mediterranean Mesozoic.

Geological and stratigraphic framework

Transdanubian Range

Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks can be studied in outcrops scattered along almost the whole range, from the Mogyorós Hill of Sümeg on the SW to the environs of the village Lábatlan on the NE. The best studied sections are centered in the Bakony Mts and in the Gerecse Mts. A detailed description of the Jurassic stratigraphy and palaeogeography of the studied region was given recently by VÖRÖS & GALÁCZ (1998).

The Upper Jurassic series consisting largely of pelagic carbonates is more or less uniform throughout the range. Six formal lithostratigraphic units have been distinguished. The Lókút Radiolarite, partly of Middle Jurassic age is one of the most widespread Jurassic formations of the TR. In the Gerecse Mts the radiolarite is usually followed by a peculiar cherty limestone bed known as Tölgyhát Breccia Member (="Oxfordian breccia" auctt), which latter is also known to occur intercalated within the radiolarite as well. These deposits are followed by a red, usually nodular limestone sequence called Pálihálás Limestone, an equivalent to the "ammonitico rosso superiore" of the Southern Alps. This unit is known to overlie, however, much older sediments such as Upper Triassic and Lower Jurassic rocks as well. The Pálihálás Limestone is followed by "Calpionella limestones" (Szentivánhegy Formation) or by the Mogyorósdomb Limestone. This latter unit, confined to the southern part of the Bakony Mts represents the Maiolica facies and continues up into the Cretaceous. The bioclast-rich Szélhegy Limestone, known only from a very few localities resembles to the Lower Jurassic Hierlatzkalk in lithofacies.

The Lower Cretaceous series of the Bakony and Gerecse displays marked differences both in thickness and lithological composition (see e.g. KÁZMÉR 1988). Detailed descriptions of the most important sections were given by FÜLÖP (1958, 1964, 1976). The type Borzavár Limestone of the Bakony Mts is a calcarenitic unit with abundant echinoderm remains. Its Márványbánya Member is, however, a thin (cca 0.5 m thick) succession of marly limestones extremely rich in fossils, especially in ammonites. Sümeg Marl, known only from boreholes is confined to the Bakony Mts.

Apart from the uppermost beds of the Szentivánhegy Limestone the Lower Cretaceous series of the Gerecse Mts is predominantly of siliciclastic nature and form a thick coarsening-upward sequence, largely of turbiditic origin. Excellent exposures of the Bersek Marl and Lábatlan Sandstone Formations are provided by the huge quarries south of the village of Lábatlan.

The coarse crinoidal Tata Limestone is one of the most widespread Cretaceous formations of the TR (see e.g. LELKES 1990) and considered as the youngest unit of the Triassic – Lower Cretaceous sedimentary cycle. Recently, SZIVES (1999) argued for the Lower Albian age of the basal beds of the type Tata Limestone. OWEN (2002) pointed out, however, that most of the earlier definitions of the base of the Albian Stage are unsatisfactory. Therefore, the beds in question are assigned here to the Upper Aptian sensu OWEN (2002).

Mecsek Mts

Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks are widely distributed in the central area of the large pericline forming the main mass of the eastern part of the Mecsek Mts. Seven sedimentary formations have been distinguished. Radiolarian-rich pelagic limestones assigned to the Fonyászó Formation represent the Oxfordian. The Kimmeridgian and Lower Tithonian are developed in nodular "ammonitico rosso" facies (Kisújbánya Limestone) or in cherty limestone facies (Várkony Limestone). Calpionella limestones (Márévár

Formation) represent the Upper Tithonian – Berriasian. The Valanginian saw a fundamental change in the sedimentation character: the deposition of pelagic carbonates prevailing in the Late Jurassic was replaced by volcaniclastic sediments. Fine-grained rocks rich in ammonites (Hidasivölgy Marl) are interpreted as deeper-water, basinal sediments (CSÁSZÁR et al. 2000) into which coarse-grained, richly bioclastic layers (Magyaregregy Conglomerate) are intercalated. The bioclasts are clearly of shallow-water origin and consist mainly of bivalves, corals, and gastropods. The character of the fauna and the abundant lithoclasts indicate a volcanic build-up reaching at least the photic zone as a possible source of the redeposited clasts. Echinoderm-rich beds confined to the south-eastern part of the Mecsek Mts are assigned to the Apátvarasd Limestone Formation.

Previous research

Bivalves are rare in the Upper Jurassic of Hungary and attracted only little attention in the past. As it was estimated by FŐZY (1987) when studying the Tithonian fauna of the Szilas Ravine (Bakony Mts), the ratio of specimen number of ammonites:brachiopods:bivalves is approximately 1500:150:10. Although the most frequent forms such as *"Placunopsis tatrica* ZITTEL" and pectinids were listed in several papers (e.g. FÜLÖP 1976; VADÁSZ 1910; WEIN 1934) the faunas have been poorly illustrated. Only FŐZY (1987) and FŐZY et al. (1994) figured bivalves from Tithonian of the TR.

Lower Cretaceous assemblages of the TR are better documented. In addition to lists of bivalve fossils found, specimens were figured by FÜLÖP (1964) from the Bakony Mts and by SOMOGYI (1916) and NAGY I. Z. (1969) from the Gerecse Mts.

The rich bivalve fauna of the Magyaregregy Conglomerate of the Mecsek Mts was treated in detail by HOFMANN & VADÁSZ (1913). Rudists occurring in these beds are dealt with in CZABALAY (1971) while recently found bivalve taxa were listed by CSÁSZÁR & TURNŠEK (1996).

Localities and material

Localities yielding Upper Jurassic and Lower Cretaceous bivalves are shown in *Fig.* 2. and are listed, with indications of the age of as well as of the name of lithostratigraphic unit they belong, in *Table 1*. Specimen numbers and references to relevant publications containing locality details are also given. The material collected by earlier workers of the staff of the Hungarian Geological Institute has been housed in the Geological Museum of Hungary (GMH) and in the Department of Geology and Palaeontology of the Hungarian Natural History Museum (HNHM). The specimens gathered recently are kept in the Regional Collection of the Department of Palaeontology of the Eötvös University.

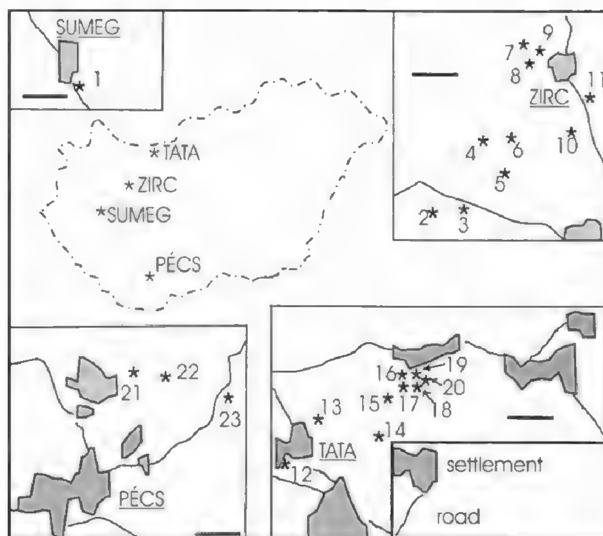


Fig. 2. Locations of bivalve-bearing outcrops mentioned in this paper. 1 Mogyorós Hill, Sümeg; 2 Kakastaraj Hill, Városlőd; 3 Tűzköves Hill, Szentgál; 4 Rendkő Hill, Hárskút; 5 Közöskút Ravine, 6 Édesvíz Spring; 7 Páskom Hill, Borzavár; 8 Szilas Ravine, Zirc; 9 Márvány Quarry; 10 Lókút Hill; 11 Eperkés Hill, Olaszfalu; 12 Kálvária Hill, Tata; 13 Tűzköves Hill, Szomód; 14 Szél Hill, Tardos; 15 Paprét Ravine, Süttő; 16 Ördöggát, Lábatlan 17 Nyagda Valley, 18 Törökösbükk Hill, 19 Tölgyhát Quarry, 20 Bersek Hill; 21 Hidasi Valley; 22 Kisújbánya; 23 Zengővárkony, Mészkemence Valley. The scale bar indicates 4 km.

2. ábra. A cikkben említett kagylólelőhelyek. A skála hossza 4 km-t jelöl.

Late Jurassic and Early Cretaceous bivalves of the Transdanubian Range: a taxonomical account

In the following bivalves identified from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the TR are listed according to the lithostratigraphic unit they belong to. Remarks on the origin of the material as well as on the taxonomy of the most frequent forms or taxa of other interest are also given. A detailed treatment including descriptions is planned to be published elsewhere.

Upper Jurassic bivalves

Bivalve taxa recorded from the Upper Jurassic of the TR are listed in *Table 2*.

As a result of the painstaking work carried out mainly by Jenő NOSZKY jr. in the Bakony Mts and especially by Gusztáv VÍGH in the Gerecse Mts a surprisingly rich material has been available for study. Upper Jurassic formations were found to contain more or less the same taxa though the ratio of different forms, reflecting the nature of sedimentary environments (see below), is variable.

Most of the species identified from the TR were originally described by ZITTEL (1870) from the White Rogoźnik Lumachelle of the Pieniny Klippen Belt (see BIRKENMAJER 1963). Generic assignation of some taxa often recorded from the peri-Mediterranean Upper Jurassic is uncertain. For example, *"Placunopsis tatrica"* ZITTEL, a widespread form (see e.g. KOCHANOVÁ 1979) was synonymized with *P. radiata* (PHILLIPS) by HÖLDER (1990). In the light of recent studies of TODD & PALMER (2002), however, its affinities should be revised. The same applies to *"Modiola punctatostriata"* ZITTEL, incorrectly assigned to *Parainoceramus* by FŐZY et al. (1994), which may belong to Arcoida instead of *Isoarca* (Nuculoida) as it was supposed by BIRKENMAJER (1963).

Table 1 Upper Jurassic and Lower Cretaceous bivalve occurrences mentioned in this paper
1. táblázat. A cikkben említett felső-jura és alsó-kréta kagylólelőhelyek

Locality	**age**	**number of identified specimens**	**bivalve-bearing unit(s)**	**references**
Transdanubian Range				
Sümeg, Mogyorós Hill	Tithonian	7	Pálihálás Limest.	HAAS et al. (1985)
Városlőd, Kakastaraj Hill	Barremian	7	Mogyorósdomb Limest.	FÜLÖP (1964)
Szentgál, Tûzköves Hill	Tithonian	2	Szélhegy Limest.	VADÁSZ (1910)
Borzavár, Páskom Hill*	Kimmeridgian	21	Pálihálás Limest.	NOSZKY (1972)
Lókút Hill	Tithonian	12	Pálihálás Limest.	VIGH (1984)
Hárskút, Közöskút Ravine	Tithonian	18	Pálihálás Limest.	FŐZY (1987)
	Barremian	1	Mogyorósdomb Limest.	FÜLÖP (1964)
Hárskút, Rendkő Hill	Barremian	4	Mogyorósdomb Limest.	FÜLÖP (1964)
Hárskút, Édesvíz Spring	Tithonian	11	Pálihálás Limest.	FŐZY, pers. comm.
	Barremian	19	Mogyorósdomb Limest.	
Zirc, Szilas Ravine	Tithonian	34	Pálihálás Limest.	FŐZY (1987)
Zirc, Márvány Quarry	Barremian	34	Borzavár Limest.	MISZLIVECZ (1990)
	Aptian	2	Tata Limest.	FÜLÖP (1964)
Olaszfalu, Eperkés Hill	Kimmeridgian	7	Pálihálás Limest.	FŐZY, pers. comm.
	Tithonian	1	Szélhegy Limest.	FŐZY, pers. comm
	Aptian	5	Tata Limest.	SOMODY (1987)
Tata, Kálvária Hill	Tithonian-Berriasian	20	Szentivánhegy Limest.	FÜLÖP (1976)
Tata**	Aptian	91	Tata Limest.	FULÖP (1976)
Szomód, Tûzköves Hill	Tithonian	12	Szentivánhegy Limest.	FŐZY (1993A)
Tardos, Szél Hill	Tithonian	79	Szélhegy Limest.	FŐZY et al. (1994)
Süttő, Paprét Ravine	Valanginian	2	Bersek Marl	FÜLÖP (1958)
Lábatlan, Törökösbükk Hill	Tithonian	1	Pálihálás Limest.	FŐZY (1993A)
Lábatlan, Ördöggát Hill	Tithonian	1	Pálihálás Limest.	FŐZY (1993A)
Lábatlan, Tölgyhát Quarry	Oxfordian,	8	Lókút Radiolarite and Tölgyhát Breccia	FŐZY (1993A)
Lábatlan, Bersek Hill	Valanginian - Barremian	122	Bersek Marl and Lábatlan Sandst.	FŐZY & FOGARASI (2002)
Mecsek Mts				
Hidasi Valley	Tithonian	1	Márévár Limest.	FŐZY, pers. comm.
Kisújbánya, ancient road to Hosszúhetény	Valanginian	14	Hidasivölgy Marl	BUJTOR (1993)
Zengővárkony, Mészkemence Valley	Oxfordian	7	Fonyászó Limest.	FŐZY (1993B)

*A large amount of fossils including ammonites, bivalves, gastropods and corals (see KOLOSVÁRY 1954) were collected by J. NOSZKY jr. from artificial trenches digged the Páskom Hill in the late 1930es. No data is available on the stratigraphy of the locality except the figure given by NOSZKY (1972).

** Aptian localities at Tata include the Kálvária Hill Geological Conservation Area as well as two temporal exposures named Fazekas Street 21 and Apprentices' Hostel in FULOP (1976). The latter two are no longer accessible.

A striking feature of the fauna is the relative diversity of the forms belonging to *Rhynchomytilus* ROLLIER, a poorly known genus neglected even by workers dealing with species originally assigned to it by ROLLIER (1914) (see e.g. "*Modiolus tenuistriatus*" in KUHN 1938, "*Modiolus* cf. *lorioli*" in YAMANI 1975). *Rhynchomytilus* is well represented in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Hungary (see

Table 2 Upper Jurassic bivalve fauna of the Transdanubian Range
2. táblázat. A Dunántúli-középhegység felső-jura kagylófaunája

	Lókút Radiolarite	Tölgyhát Breccia	Pálihálás Limest.	Szentivánhegy Limest.	Szélhegy Limest.
Isoarca? punctatostriata (ZITTEL)(Pl. I, Figs 1,2)			6	1	16
Rhynchomytilus lorioli (ZITTEL)(Pl. I, Fig. 3)			2		
Rhynchomytilus cf. tenuistriatus (GOLDFUSS)(Pl. I, Fig. 6)			14		3
Rhynchomytilus studeri (OPPEL et WAAGEN)(Pl. I, Fig. 4)				2	
Rhynchomytilus sp. (Pl. I, Fig. 5)			5		
Parainoceramus ? sp. (Pl. I, Fig. 7)		6	2	2	
Limea (Pseudolimea) cf. duplicata (J. de C. SOWERBY)(Pl. I, Fig. 10)			1	3	
Plagiostoma paradoxa (ZITTEL)(Pl. I, Figs 8, 9)			2	1	
Plagiostoma? sp. (Pl.I, Fig. 14)			1		
Liostrea? sp. (Pl. I, Figs. 11-13, 15, 16)	2		5		
Praechlamys rogoznicensis (ZITTEL)(Pl. II, Figs 1-3)					3
Praechlamys sp.					11
Entolium sp. cf. *"Pecten cinguliferus"* ZITTEL (Pl. II, Figs 4-7)			9	12	3
Camptonectes sp. (Pl. II, Fig. 8)					1
Placunopsis? sp. cf. *"P. tatrica"* ZITTEL (Pl. II, Figs 9,10)			1	11	7
Anisocardia? sp. cf. *"A. tyrolensis"* ZITTEL (Pl. II, Figs 11,12)			2		
Turnus sp. (Pl. II, Figs 13-15)			3		1
Cuspidaria s. l. sp. cf. *"Neaera picteti"* ZITTEL" (Pl. II, Fig. 16)					37
Cuspidaria s. l. sp. cf. *"Neaera transsylvanica"* NEUMAYR (Pl. II, Fig. 17)			5		
Cuspidaria s. l. sp.cf. *"Corbula pichleri"* ZITTEL (Pl. II, Fig. 18)			54		

also below). The stratigraphically youngest specimens are known from the Aptian Tata Limestone, indicating that the genus well persisted into the Cretaceous. A survey of the literature also revealed that the genus appeared already in the Early Jurassic thus its range is considerably longer than it was supposed by ROLLIER (1914) and SOOT-RYAN (1969), SZENTE, (in press).

Entolium sp. is similar to *"Pecten cinguliferus"* ZITTEL. ZITTEL (o.c.) assigned this form to *"Pecten (Amussium)"* but he did not indicate the presence of internal ribs characteristic of *Propeamussiidae.* The subgenus was later omitted by subsequent workers (see e.g. BIRKENMAJER 1963). Although most of the specimens available are incomplete ones, both left and right valves seem to bear comarginal striae thus this form can not be fitted into the concept of any Jurassic *Entolium* species recognised by JOHNSON (1984).

Near the half of the specimens are assigned to *Cuspidaria* sensu lato of which three different forms could be distinguished. Relatively small, weakly rostrate valves are similar to *"Neaera picteti"* ZITTEL, while those with coarse comarginal rugae resembles *"Neaera transsylvanica"* NEUMAYR, a form originally described from the Kimmeridgian of the Hăghimaş Mountains of the Eastern Carpathians. Well rostrate, elongated specimens recall *"Corbula pichleri"* ZITTEL. Presumably cuspidariid bivalves described as "Neaera" are widespread in the deeper-water Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the peri-Mediterran region and a plethora of species names is available for them (see e.g. RETOWSKY 1893, GILLET 1925).

Recently, HARPER et al. (2002) pointed out that pre-Cretaceous records of cuspidariids are based on species of uncertain affinities and discussed the criteria usable in distinguishing cuspidariid and corbulid bivalves. Shell microstructure and internal features can not be studied in the Transdanubian Jurassic and Cretaceous specimens. The equal size of the right and left valves as well as the cylindrical shape of the rostrum recall, however, *Cuspidariidae* rather than *Corbulidae* or other rostrate groups mentioned by HARPER et al. (o.c.).

Lower Cretaceous (Berriasian–Barremian) bivalve assemblages of the Bakony Mts and Tata

The carbonate-dominated Lower Cretaceous formations of the TR have yielded a bivalve faunula listed in *Table 3*. The peculiar assemblage of the Tata Limestone (Aptian) is treated separately below. The richest material has been collected from the type Márványbánya Member of the Borzavár Limestone. Only a few new elements were found during this study with respect to the material gathered by J. NOSZKY jr. and J. FÜLÖP.

It is worth mentioning the consequent occurrence of *Pholadomya* (*Procardia*) in Lower Cretaceous faunas of Hungary (see also below). Although *Pholadomya* s. str. is a common element of Mesozoic reefal and nearshore bivalve associations (see. e.g. HALLAM 1976), species assigned to *Procardia* MEEK seem to be confined to offshore sediments and bear strong resemblance to *Panacca* DALL, the only extant pholadomyid genus adapted to deeper-water environments.

Table 3 Lower Cretaceous (Berriasian–Barremian) bivalves of the Bakony Mts and Tata
3. táblázat. Alsó-kréta (berriasi–barremi) kagylók a Bakonyból és Tatáról

Lithostratigraphic units	Taxa recorded by NOSZKY (1934) and FÜLÖP (1964, 1975)	revised names and new finds	no. of specimens
Szentivánhegy Limest.	*Neaera sp.*	*Cuspidaria* s. l. sp.	1
	Placunopsis cf. tatrica ZITT.	*Placunopsis*? sp. cf. "*P. tatrica*" ZITTEL	1
Mogyorósdomb Limest.	*Pecten* sp.	*Propeamussium* sp. (Pl. IV, Fig. 11)	2
	Nucula sp.	*Cuspidaria* s. l. sp. (Pl. IV, Fig. 29)	10
		Pholadomya (Procardia) sp. (Pl. IV, Fig. 26)	1
	Pholadomya cf. malbosi PICT. (figured FÜLÖP 1964, pl. 18, fig. 3)	*Ph.(Procardia) malbosi* PICTET & CAMPICHE	6
Borzavár Limest., Márványbánya Mb	*Pecten* sp.	*Entolium*? sp.	1
		Placunopsis? sp. (Pl. IV, Fig. 19)	4
		Limea (Pseudolimea) sp. (Pl. IV, Fig. 5)	2
	Inoceramus sp.	*Inoceramus* sp.	4
	Nucula sp.	*Cuspidaria* s. l. sp.	1
	Pholadomya barremensis MATH	*Ph. (Procardia) malbosi* PICTET & CAMPICHE	4
	Aucella sp.	*Rhynchomytilus cf. tenuistriatus* (GOLDFUSS)	18

Bivalves of the siliciclastic Lower Cretaceous formations of the Gerecse Mts

The lower, i.e. Berriasian–Valanginian portion of the Bersek Marl has yielded only a very few bivalve specimens. A poorly preserved internal mould of *Cuspidaria* s.l. sp. was collected by Gusztáv VÍGH from the basal beds of the unit exposed in the Paprét Ravine. NAGY I. Z. (1969) recorded *Buchia* aff. *volgensis* (LAHUSEN) from the Valanginian part of the formation, on the basis of a single valve found on the Bersek Hill. Restudy of the specimen in question revealed that it represents *Buchia keyserlingi* (TRAUTSCHOLD) (Pl. 4, Fig. 8). Although *B. keyserlingi* is considered to be a good index fossil of the boreal Valanginian (e.g. ZAHAROV 1981, KELLY 1990, ÅRHUS et al. 1990), its ocurrence at lower palaeolatitudes has already been documented by LUPPOV et al. (1983) and exemplifies the well-documented soutward migration of Boreal faunas due to the re-establishment of the connection between the Boreal and Tethyan realms during the Late Valanginian (e.g. SHOOTBRUGGE et al. 2000).

The upper, i.e. Hauterivian part of the Bersek Marl and the overlying Lábatlan Sandstone largely of Barremian age have yielded a relatively rich bivalve fauna listed in *Table 4*.

Due to the diagenetic compaction and dissolution the majority of specimens are more or less distorted internal moulds. It especially applies to the anomalodesmatan bivalves forming more than one third of the material. "*Neaera neocomica* n. sp." and "*N. lábatlanensis* n. sp." introduced by SOMOGYI (1916) on the basis of a few specimens collected from the Hauterivian of the Nyagda Valley of Lábatlan, as well as *Cuspidaria* sp. figured by NAGY I. Z. (1969) are best considered as *Cuspidaria* s.l. sp.

Table 4 Hauterivian–Barremian bivalve fauna of the Bersek Marl and Lábatlan Sandstone

4. táblázat. A Berseki Márga és a Lábatlani Homokkő hauterivi–barrémi kagylófaunája

Bivalve taxa recorded by SOMOGYI (1916), FÜLÖP (1958), and NAGY I. Z. (1969)	revised names and new findings	number of specimens
	Nuculana (N.) cf. *scapha* (D'ORBIGNY)(Pl. III, Figs 1-7)	26
	Grammatodon? sp.	10
Dreissena sp.	*Septifer*? sp.	2
Pecten cf. cottaldianus	*Propeamussium* sp. (Pl. IV. Figs 9-10)	5
	Acesta (*Acesta*) sp. (Pl. IV, Figs 2-4)	19
Inoceramus neocomiensis	*Inoceramus neocomiensis* D'ORBIGNY (Pl. III, Fig. 14)	2
Cyprina bernensis DESHAYES	lucinoid? bivalvia, gen. et sp. indet. (Pl. IV, Fig. 22)	4
	Turnus sp. (Pl. IV, Fig. 24)	1
Grammatodon sp. aff *securis* (NAGY I. Z. o. c., pl. 1, figs 1,2.)	*Pholadomya* (*Procardia*) *malbosi* PICTET (Pl. IV, Fig. 25)	4
	Goniomya sp.	1
Neaera neocomica n. sp. (SOMOGYI o.c., pl. 11, fig. 1.); *N. sabaudina* (SOMOGYI o.c., pl. 11, fig. 3.); *Cuspidaria* sp. (NAGY I. Z. o. c., pl. 1. fig. 3)	*Cuspidaria* s. l. sp.	30
Neaera lábatlanensis n. sp. (SOMOGYI, pl. 11, fig. 2)	*Cuspidaria* s. l. sp. cf. "*Neaera transsylvanica*" NEUMAYR (Pl. IV, Figs 30-32)	20

Bivalve fauna of the Tata Limestone

Although the calcarenitic beds forming the bulk of the Tata Limestone apparently have yielded no bivalve fossils, lenticular bodies of various limestones locally occurring at the base of the formation are known to contain well preserved macrofossils among them bivalves as well. Bivalve taxa identified from this unit are listed in *Table 5*.

Table 5 Bivalve fauna of the Tata Limestone
5. táblázat. A Tatai Mészkő kagylófaunája

	number of specimens
Barbatia cf. *aptiensis* (PICTET et CAMPICHE)(Pl. III Figs11,12)	7
Glycymeris sublaevis (J. SOWERBY) (Pl. III Fig.13)	1
Rhynchomytilus cf. *studeri* ROLLIER (Pl. III Fig.10)	2
R. cf. *tenuistriatus* (GOLDFUSS)	18
Plagiostoma cf. *globosum* SOWERBY (Pl. IV Figs 6,7)	32
Praechlamys sp. 1 (Pl. IV Figs 13,14)	5
Spondylopecten sp. (Pl. IV Figs 15-18)	24
Propeamussium sp. (Pl. IV Fig. 12)	8
Cuspidaria s. l. sp.	1

The Tata Limestone Formation is most probably the youngest known example of the vanished lithofacies called "regional encrinite" (see AUSICH 1997 for a review of pre-Cretaceous occurrences) and its bivalve assemblage can also be considered as archaic.

The most striking feature of the fauna is the occurrence of the genera *Rhynchomytilus*, *Spondylopecten* ROEDER and *Praechlamys* ALLASINAZ, the latter two recorded from the Cretaceous for the first time. *Spondylopecten*, thought to be confined to the Jurassic by HERTLEIN (1969) and JOHNSON (1984) is represented by small, inflated valves with numerous plicae. Although Tata specimens display some similarities to right valves of *Neithea* (*N.*) *aequicostata* (LAMARCK 1819)(see e.g. DHONDT 1973), the higher number of plicae (about 42 vs. 23–36 in *N. aequicostata*), as well as the equal inflation of valves and presence of deep byssal notch well justifies their generic assignement. Earlier *Spondylopecten* was presumed to be restricted to reefal environments of the Jurassic (HERTLEIN 1969) but studies by JOHNSON (1984) proved a much wider ecological distribution. Species now assigned to *Rhynchomytilus* were also often recorded from coral-bearing facies of the Upper Jurassic of W Europe (see ROLLIER 1914).

Praechlamys was introduced as a subgenus of *Chlamys* RÖDING by ALLASINAZ (1972) to designate some Middle and Late Triassic species with a posterior radial depression on the left valve. WALLER & MARINCOVICH (1992) considered it as a separate genus clearly distinguishable from *Chlamys* s.str. largely confined to the Cenozoic and demonstrated that some Late Jurassic species, such as *Pecten rogoznicensis* ZITTEL can also be assigned to *Praechlamys* (see also above). In the Tata Limestone fauna *Praechlamys* is represented by thin-shelled valves displaying marked comarginal rugae. The specimens are very similar to *P. rollei*, a species widespread in the Pliensbachian (Lower Jurassic) (see e.g. CONTI & MONARI 1991, SZENTE 1996a, b)

Stratigraphical distribution and environmental significance of bivalves in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Transdanubian Range

Stratigraphical distribution of bivalve genera in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the TR is shown in *Fig. 3.*

The Tithonian and the Barremian yielded the most diverse bivalve faunas while in the Berriasian and Valanginian only a very few genera were encountered. The Tithonian peak applies mainly to the lower part of the stage, bivalve diversity is much lower in the Upper Tithonian. Both diversity peaks can easily be correlated with periods of considerable tectonic activity and/or marked differentiation in sedimentary environments.

From a palaeoecological point of view the assemblages outlined above belong to a less studied group of Mesozoic Bivalvia. Deeper-water facies of the peri-Mediterranean Upper Jurassic have been considered to be poor in bivalves (ZIEGLER 1971). As most of the descriptive works dated mainly to the 19th century indicate bivalves are rare elements in benthic faunas usually dominated by pygopid brachiopods (see e.g. CANAVARI 1897; DE GREGORIO 1886; FAVRE 1880; KILIAN 1889; NEUMAYR 1873; NICOLIS & PARONA 1886; PREDA 1973; ZITTEL 1870). Many of the sedimentary rocks of the peri-Mediterranean Mesozoic represent "dead facies" (STRAKHOV 1960) whose environmental interpretation has been

genera	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian
Nuculana						■	■	
Isoarca?		■	■					
Glycymeris								■
Grammatodon?						■	■	
Barbatia								■
Septifer?						■		
Rhynchomytilus		■	■				■	■
Inoceramus s. l.						■	■	
Parainoceramus	■	■	■					
Propeamussium						■	■	■
Camptonectes			■					
Entolium		■	■				■	
Praechlamys			■					■
Spondylopecten								■
Aequipecten?							■	
Buchia					■			
Plagiostoma			■					■
Acesta (Acesta)						■	■	
Limea (Pseudolimea)		■	■				■	
Liostrea?		■	■					
Placunopsis?		■	■	■			■	
Lucinoid? bivalvia, gen. et sp. indet					■	■		
Anisocardia?		■	■					
Turnus		■	■				■	
Goniomya							■	
Pholadomya (Procardia)						■	■	
Cuspidaria s. l.			■	■	■	■	■	■

Fig. 3 Stratigraphical distribution of bivalve genera in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Transdanubian Range

3. ábra. A kagyló-nemzetségek rétegtani elterjedése a Dunántúli-középhegység felső-jurájában és alsó-krétájában

debated since the beginnings of the geological study of the area. As exemplified by the history of studies on the Jurassic of the Transdanubian Range, especially divergent opinions has been published about the origin of peculiar rock types such as "ammonitico rosso" limestone or "Hierlatzkalk " (see GALÁCZ 2000). Uncertainties concerning the depth of deposition of these rocks have partly been caused by the nature of their fossil assemblages largely consisting of ammonites or articulate brachiopods whose environmental distribution are far to be understood (see e.g. VÖRÖS 1986). Palaeoecological study of Upper Jurassic and Lower Cretaceous bivalve assemblages of the TR thus offer an opportunity to contribute to the facies analysis of the sediments mentioned above. The different conditions of collecting as well as the variable and usually low number of specimens available allow, however, only a semi-quantative evaluation.

Although both Pálihálás and Szentivánhegy Limestone Formations of the TR seem to lump sediments representing different depositional settings, facies analyses of the sections, largely along the lines employed for the Pliensbachian by VÖRÖS (1986) result in more or less equivocal interpretations as a rule. Thicker and stratigraphically more or less complete sequences formed usually by nodular beds are interpreted as representing deeper-water, basinal environments while sections displaying signs of discontinuous sedimentation are attributed to submarine highs (see also GALÁCZ 1988). According to KÁZMÉR (1998) the difference in water depth between the top of elevated areas and the surrounding basins could reach a few hundreds of metres in the Late Jurassic. No in situ indicators of the photic zone have been found, however. A suite of Kimmeridgian and Tithonian localities including Páskom Hill, Kálvária Hill, and Tűzköves Hill are thought to represent submarine highs. Szélhegy Limestone (="Tithonian Hierlatz Limestone" auctt) is interpreted as a scarp deposit.

The sections attributed to submarine highs have yielded only small faunulas dominated by epifaunal suspension-feeders, especially by *"Pecten cinguliferus"* and *Placunopsis*? sp. cf. *"P. tatrica"*. The fauna of the type Szélhegy Limestone contain both byssally attached epifaunal taxa and mobile infaunal, predatory carnivores (*Cuspidaria* s.l. sp.) in largely equal proportion (see FŐZY et al. 1994). Unexpectedly, similar palaeoecological composition has been displayed by the fauna of the nodular "basinal" Pálihálás Limestone exposed in the Szilas Ravine where epifaunal forms such as *Isoarca? punctatostriata* and *Rhynchomytilus* spp. constitute about 62% of the specimens. The nearbying localities Édesvíz Spring and Közöskút Ravine, both similar to the Szilas Ravine in lithofacies and stratigraphic features yielded, however, ecologically monotonous faunas consisting only of infaunal forms, mainly *Cuspidaria* s.l. spp.

The bivalve assemblages of the carbonate-dominated Lower Cretaceous of the Bakony Mts are similar to those of the Upper Jurassic formations in guild structure and also seem to reflect the nature of the substrate. The faunula yielded by the Mogyorósdomb Limestone contains almost exclusively infaunal forms. The high proportion of epifaunal taxa found in the assemblage of the type Márványbánya Member indicates the availability of hard substrates probably provided by ammonite shells as well as slow sedimentation. This interpretation is in accordance with that of the lithologic features. The same applies to the assemblage of the basal beds of the Tata Limestone.

The fauna of the siliciclastic Lower Cretaceous of the Gerecse Mts differs significantly from that of the Bakony Mts both in diversity and guild structure. The higher number of taxa identified is at least partly due to the thickness of sections studied and to the large-scale collecting work. The fauna is strongly dominated by infaunal taxa. Deposit-feeder protobranchs (*Nuculana*) occur in considerable proportion, indicating a good supply of organic matter dispersed in the sediments (ALLEN 1978).

Beside extinct forms, the bivalve assemblages outlined above contain a number of extant genera. *Nuculana, Propeamussium, Acesta,* and *Cuspidaria* are frequent elements in recent deep-sea bivalve faunas (ALLEN 1983, KNUDSEN 1967, 1970), thus, their abundant appearance in some Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations of Transdanubia indicates a deeper-water origin of those units.

Late Jurassic and Early Cretaceous bivalve assemblages of the Mecsek Mts

Upper Jurassic rocks of the Mecsek Mts proved to be extremely poor in bivalves, especially if compared to the richness of the Bathonian fauna (SZENTE 1995). A fragment of a flat, circular valve doubtfully assigned to Entolium as well as some large-sized, smooth inoceramids resembling to *Parainoceramus fuscus* (QUENSTEDT) were collected from the Oxfordian Fonyászó Limestone exposed in the Mészkemence Valley at Zengővárkony. Apparently no bivalvia have been found in the Kimmeridgian and it proved to be impossible to trace the whereabouts of the specimens mentioned as "Modiola sp." by VADÁSZ (1935) and "*Pecten penninicus* NEUMAYR" [= ? *Propeamussium* (*P.*) *nonarium* (QUENSTEDT)] by NAGY (1969) from the Tithonian. Recently, a single specimen of *Cuspidaria* s.l. sp. was collected from the Tithonian Márévár Limestone of the Hidasi Valley.

The abundant and diverse bivalve fauna of the Lower Cretaceous Magyaregregy Conglomerate has not been included in this study. The Hidasivölgy Marl Formation proved to be poor in bivalves. The faunula collected by László BUJTOR at the locality "Kisújbánya, ancient road to Hosszúhetény" [locality NGH–1 in BUJTOR (1993)] is listed in *Table 6*.

Table 6 Bivalve fauna of the Hidasivölgy Marl Formation

6. táblázat. A Hidasivölgyi Márga kagylófaunája

	number of specimsens
Pteria sp. (Pl. IV Fig. 1)	1
Rhynchomytilus cf. *tenuistriatus* (GOLDFUSS) (Pl. III Fig. 9)	3
Neithea sp.	1
Eopecten sp. (Pl. IV Fig.21)	1
Ostreidae, gen. et sp. indet.	1
Astarte? sp. (Pl. IV Fig. 23)	1
Pholadomya (*Procardia*) *malbosi* PICTET et CAMPICHE (Pl. IV Figs 28,28)	5
Cuspidaria s. l. sp.	1

The faunula strongly differs in diversity from the heteropic Magyaregregy Conglomerate. Three taxa, giving more than two third of the total number of specimens, are present in the deeper-water Upper Jurassic – Lower Cretaceous of the TR as well (see above). *Pteria, Neithea,* and *Eopecten,* represented by single valves are epifaunal bivalves and are interpreted as allochtonous elements.

Conclusions

Most of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations of Transdanubia contain bivalve assemblages whose guild structures largely reflect the nature of sedimentary environments. The presence and local abundance of representatives of extant deeper-water bivalve genera, such as *Nuculana, Acesta, Propeamussium* and *Cuspidaria* s.l. confirm that some peculiar facies characteristic of the peri-Mediterranean region were deposited at considerable water depth. Occurrence of the genera *Rhynchomytilus, Spondylopecten* and *Praechlamys*, previously all presumed to be extinct by the end of the Jurassic, in the Aptian Tata Limestone indicates that the depositional area of the TR acted as a refugium during Mesozoic times.

Acknowledgements

Compilation of the overview presented above was kindly initiated by Dr. Géza CSÁSZÁR (Hungarian Geological Institute). Prof. László KORDOS (Geological Museum of Hungary), Dr. Attila VÖRÖS and Dr. István FŐZY (both of the Department of Geology and Palaeontology of the Hungarian Natural History Museum) made the material in their care available for study. Specimens were kindly donated by Dr. Emőke MISZLIVECZ, Ágnes SOMODY, László BUJTOR, Dr. Attila FOGARASI, Prof. András GALÁCZ, Zoltán LANTOS and Zsolt KERCSMÁR. Their help is gratefully acknowledged herein. The study of Jurassic and Cretaceous bivalves of Hungary was supported by the OTKA (Grants F 7329 and T 19456, respectively). Investigation of the fossil faunas and events near the Jurassic/Cretaceous boundary was also supported by the OTKA (Grant T 025 534). The grant FKFP 0145/2000 is also gratefully acknowledged herein.

References

ÅRHUS, N., KELLY, S. R. A., COLLINS, J. S. H. & SANDY, M. R. 1990: Systematic palaeontology and biostratigraphy of two Early Cretaceous condensed sections from the Barents Sea. – *Polar Research* **8**, 165–194.

ALLASINAZ, A. 1972: Revisione dei Pettinidi triassici. – *Rivista Italiana di Paleontologia I Stratigrafia* **78**, 189–428.

ALLEN, J. A. 1978: Evolution of the deep sea protobranch bivalves. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B* **284**, 387–401.

ALLEN, J. A. 1983: The Ecology of Deep-Sea Molluscs. – In: WILBUR, W. (Ed.): The Mollusca, Vol. 6, Ecology. Academic Press, 29–75.

AUSICH, W. I. 1997: Regional Encrinites: A Vanished Lithofacies. – In: BRETT, C. E. & BAIRD, G. C. (Eds): Paleontological Events. Stratigraphic, Ecological, and Evolutionary Implications. Columbia University Press, New York, 509–519.

BIRKENMAJER, K. 1963: Stratigrafia i paleogeografia serii czorsztińskiej pienińskiego pasa skatkowego Polski (Stratigraphy and paleogeography of the Czorsztyn series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians in Poland). – *Studia Geologica Polonica* **9**, 1–380.

BUJTOR, L. 1993: Valanginian ammonite fauna from the Kisújbánya Basin Mecsek Mts., South Hungary and its paleobiogeographical significance. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen **181**, 103–131.

CANAVARI, M. 1897: La fauna degli strati con *Aspidiceras acanthicum* di Monte Serra presso Camerino. Parte prima Anthozoa, Lamellibranchiata, Cephalopoda: *Phylloceras, Lytoceras, Oppelia,* Eurynoticeras n. gen., Holcostephanus. – *Palaeontographia Italica* **2**, 25–52.

CONTI, M. A. & MONARI, S. 1991: Bivalve and gastropod fauna from the Liassic Ammonitico Rosso facies in the Bilecik area (Western Pontides, Turkey). – *Geologica Romana* **27**, 245–301.

CSÁSZÁR, G. (Ed.) 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary. 114 p.

CSÁSZÁR, G. & TURNŠEK, D. 1996: Vestiges of atoll-like formations in the Lower Cretaceous of the Mecsek Mountains, Hungary. – *Cretaceous Research* **17**, 419 442.

CSÁSZÁR, G., KOLLÁNYI, K., LANTOS, M. & LELKES, Gy. 2000: The age and sedimentary environment of the Hidasivölgy Marl Formation. – *Földtani Közlöny* **130/4**, 695–723. In Hungarian with English abstract.

CZABALAY, L. 1971: Pachyodontes crétacés de la Montagne de Mecsek. – *MÁFI Évi Jel.* **1968**, 185–211. In Hungarian with French abstract.

DE GREGORIO, A. 1886: Fossiles tithoniques des Stramberg Schichten du "Biancone", de "Rovere di Velo", des Alpes de Verone. – *Annales de Géologie et Paléontologie* **3**, 1–8.

DHONDT, A. 1973: Systematic revision of the subfamily Neitheinae (Pectinidae, Bivalvia, Mollusca) of the European Cretaceous. – *Mémoire de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* **176**, 101 p.

FAVRE, E. 1880: Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. – *Mémoires de la Societé Paleontologique de Suisse* **6**, 1–74.

FŐZY, I. 1987: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Transdanubian Central Range Hungary. Preliminary results. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* **27**, 67–78.

FŐZY, I. 1993a: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. Transdanubian Central Range, Hungary. – *Földtani Közlöny* **123**, 441–464. In Hungarian with English abstract.

FŐZY, I. 1993b: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy of the Mecsek Mts., southern Hungary. – *Földtani Közlöny* **123**, 195–205. In Hungarian with English abstract.

FŐZY I. & FOGARASY A. 2002: A gerecsei Bersek-hegy rétegtani tagolása alsó-kréta ammoniteszfauna és nannoplankton flóra alapján. The Lower Cretaceous biostratigraphy of the Bersek Hill Gerecse mts., Transdanubian Range on the basis of the ammonite fauna and nannofossil flora. – *Földtani Közlöny* **132/2**, 293–324. In Hungarian with English abstract.

FŐZY, I., KÁZMÉR, M. & SZENTE, I.1994: A unique Lower Tithonian fauna from the Gerecse Mts., Hungary. – *Palaeopelagos, Special Publication* **1**, 155–165.

FULÖP, J. 1958: Die kretazeischen Bildungen des Gerecse-Gebirges. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **11**, 124 p., 14 pls

FÜLÖP, J. 1964: Unterkreide-Bildungen (Berrias-Apt) des Bakony-Gebirges. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **13**, 194 p., 31 pls.

FÜLÖP, J. 1976: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **16**, 229 p., 52 pls.

GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains Transdanubian Central Range, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **31**, 313–328.

GALÁCZ, A. 2000: Profoundness and Shallowness. 125 Years of Jurassic Studies in the Transdanubian Central Range, Hungary. – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* **16**, 7–34. .In Hungarian with English abstract.

GILLET, S. 1925: Études sur les lamellibranches néocomiens. – *Mémoire de la Societé géologique de France n. s.* **1/3–4**, **2**, 339 p.

HALLAM, A. 1976: Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves. – *Lethaia* **9**, 245–259.

HARPER, E., PALMER, T. J. & HUDSON, J. D. 2002: The Middle Jurassic bivalve "*Cuspidaria*" *ibbetsoni*: a corbulid not a septibranch. – *Palaeontology* **45**, 759–769.

HAAS, J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. 1985: Geology of the Sümeg area. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **20**, 365 p.

HERTLEIN, L. G. 1969: Families Entoliidae and Pectinidae. – In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology Part N, Mollusca 6 Bivalvia, Lawrence, 348–373.

HOFMANN, K. & VADÁSZ, E. 1913: Die Lamellibranchiaten der mittelneokomen Schichten des Mecsekgebirges. – *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlichen ungarischen geolologischen Reichsanstalt* **20/5**, 211–252.

HOLDER, H. 1990: Über die Muschelgattung *Placunopsis* (Pectinacea, Placunopsidae) in Trias und Jura. – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B. Geologie und Paläontologie* **165**, 63 p., 6 Pls., 14 Figs.

JOHNSON, A. L. A. 1984: The palaeobiology of the bivalve families Pectinidae and Propeamussiidae in the Jurassic of Europe. – *Zitteliana* **11**, 3–235.

KÁZMÉR, M. 1988: Lower Cretaceous facies zones in the Bakony Unit of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* **27**, 161–168.

KÁZMÉR, M. 1998: Pygopid brachiopods and Late Jurassic palaeorelief in the Gerecse Mts., Hungary. – *Földtani Közlöny* **128/2**, 265–272.

KELLY, S. R. A. 1990: Biostratigrafiya verkhneyurskikh in nizhnemelovykh otlozhenii evropy po bukhiam. Buchiid biostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Europe. – *Trudy AN SSSR Sibirskoye Otdelenie, Inst. Geol. i Geofiz.* **699**, 129–151. In Russian.

KILIAN, W. 1889: Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. – *Mémoire de l'Académie de Science et de l'Institut Français* **2**, 601–762.

KNUDSEN, J. 1967: The deep sea Bivalvia. – *Scientific Reports of the "John Murray" Expedition 1933–34*, **9**, 239–343.

KNUDSEN, J. 1970: The systematics and biology of abyssal and hadal Bivalvia. – *Galathea Report* **11**, 7–238.

KOCHANOVÁ, M. 1979: Die Bivalven des Jura der Vršatec-Klippe. – *Západné Karpaty, séria paleontológia* **4**, 7–34.

KOLOSVÁRY G. 1954: Adatok a magyarországi jura-időszaki korallok ismeretéhez. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Korallen der Jurazeit in Ungarn. – *Földtani Közlöny* **84**, 235–243. (In Hungarian with German abstract)

KUHN, O. 1938: Beiträge zur Fauna des Oxford und Kimmeridge in Nordbayern. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beil.* Bd. **80**, Abt, B, 464–497.

LELKES, Gy. 1990: Microfacies study of the Tata Limestone Formation (Aptian) in the northern Bakony Mountains, Hungary. – *Cretaceous Research* **11**, 273–287.

LUPPOV, N. P., ALEKSEYEVA, L. B., BOGDANOVA, T. N., KOROTKOVA, V. A., DZHALILOV, M. R., LOBATCHEVA, Sz. V., KUZMITCHEVA, E. I. & SMIRNOVA, Sz. B. 1983: Valanzhin Mangyshlaka. Valanginian of Mangyshlak. – *Nauka*, 118 p. In Russian.

MISZLIVECZ E. 1990: Stratigraphical and facies analysis of some Lower Cretaceous rocks of the Bakony Mts, with special reference to the „Márványbánya" section of Zirc. (Bakonyi alsó-kréta képződmények rétegtani és fácies elemzése, különös tekintettel a zirci „Márványbánya" szelvényére.) – Doctoral theses (manuscript), 149 p. In Hungarian.

NAGY, I. 1969: Subdivision of the Upper Jurassic deposits of the Mecsek Mts by means of fossils. (Rastchlenenye verkhneyurskykh otlozheniy gor Metschek po iskopaemym organizmam). – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **54/2**, 319–332. In Russian.

NAGY I. Z. 1969: Őslénytani adatok a gerecsei alsókrétából. [Palaeontological data from the Lower Cretaceous of the Gerecse Mountains]. – *Földtani Közlöny* **99**, 211–214. In Hungarian with English abstract.

NEUMAYR, M. 1873: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. – *Abhandlungen der kaiserlichen und königlichen geologischen Reichsanstalt* **5/6**, 141–257.

NICOLIS, E. & PARONA, C. F. 1886: Note stratigrafiche e paleontologiche sul Giura superiore della provincia de Verona. – *Bolletino della Societa Geologica d'Italia* **4** (1885), 1–96.

NOSZKY J. 1972: Jurassic. – In: DEÁK, M. (Ed.): Explanatory notes to the Geological Map Series of Hungary of 1: 200 000 scale, Sheet Veszprém, (Jura. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, Veszprém.) 72–110. In Hungarian.

NOSZKY J., ifj. 1934: Adatok az Északi-Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. Beiträge zur Kenntnis der kretazischen Bildungen des nördlichen Bakony. – *Földtani Közlöny* **64**, 99–136.

OWEN, H. G. 2002: The base of the Albian Stage; comments on recent proposals. – *Cretaceous Research* **23**, 1–13.

PREDA, I. 1973: Variaţile de facies şi biostratigrafia jurasicului superior din Munţii Hăghimaş. – *Museul de Stiinþe Naturale Piatra Neamt. Studii si Cercetari de Geologie-Geografie Biologie seria Geologie-Geografie* **2**, 11–21, 19 pls.

RETOWSKY, O. 1893: Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. – *Byulleteny moskovskogo Obshchestvo Ispytatelnoi Prirody* **2–3**, 95 p.

ROLLIER, L. 1914: Fossiles nouveaux ou peu connus des terrains secondaires (mesozoïques) du Jura et des contrées environnantes. 4me partie. – *Abhandlungen der schweizerischen paläontologischen Gesellschaft* **40**, 322–443.

SHOOTBRUGGE, B. VAN DE, FÖLLMI, K. B., BULOT, L. & BURNS, S. J. 2000: Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian–Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. – *Earth and Planetary Science Letters* **181**, 15–31.

SOMODY Á. 1987: A survey of Aptian brachiopods of the Northern Bakony Mts. (Az Északi-Bakony apti brachiopodáinak a vizsgálata.) – MSc thesis, 124 p, 13 pls. Manuscript in Hungarian.

SOMOGYI, K. 1916: Das Neokom des Gerecsegebirge. Mitteilungen aus dem – *Jahrbuche der königlichen ungarischen geologischen Reichsanstalt* **22/5**, 295–370.

SOOT-RYAN, T. 1969: Superfamily Mytilacea. – In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Vol. 1, Mollusca 6, Bivalvia. 271–280.

STRAKHOV, N. M. 1960: Osnovy teorii lithogenesa, Vol. 1. – Izd. AN SSSR, 221 p.

SZENTE, I. 1995: Bivalvia from the Bathonian (Middle Jurassic) of the Mecsek Mts, Hungary. – *Annales Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol.* 30, 93–109, 221–224.

SZENTE, I. 1996a: Bivalve ecology in the Pliensbachian (Lower Jurassic) of the Bakony Mts. (Hungary). Description of a new species of *Eopecten*. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **18**, 19–29.

SZENTE, I. 1996b: Bivalve assemblages from the Austrian and Hungarian Hierlatzkalk (Lower Jurassic): a comparison. – In: DUDICH, E. & LOBITZER, H. (eds.): Advances in Austrian–Hungarian Joint Geological Research, 137–145.

SZENTE, I. in press: The bivalve genus *Rhynchomytilus* ROLLIER 1914 in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*

SZIVES, O. 1999: Ammonite biostratigraphy of the Tata Limestone Formation (Aptian– Lower Albian). – *Acta Geologica Hungarica* **42**, 410–411.

TODD, J. A. & PALMER, T. J. 2002: The Jurassic bivalve genus *Placunopsis*: new evidence on anatomy and affinities. – *Palaeontology* **45**, 487–510.

VADÁSZ, M. E. 1910: Die Juraschichten des südlichen Bakony. – *Resultate der Wissenschaftliche Erforschung der Balatonsee, Palaontologische Abhandlungen* **3/9**, 1–89.

VADÁSZ, E. 1935: Das Mecsekgebirge. 180 + xxv p.

VÍGH, G. 1984: Die Biostratigraphische Auswertung einiger Ammoniten-Faunen aus dem Tithon des Bakonygebirges sowie aus dem Tithon–Berrias des Gerecsegebirges. – *MÁFI Évkönyve* **67**, 210 p.

VÖRÖS, A. 1986: Brachiopod palaeoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mountains, Hungary). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **57**, 241–271.

VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia I Stratigrafia* **104**, 69–84.

WALLER, T. R. & MARINCOVICH, L. 1992: New species of *Camptochlamys* and *Chlamys* (Mollusca: Bivalvia: Pectinidae) from near the Cretaceous/Tertiary boundary at Ocean Point, North Slope, Alaska. – *Journal of Paleontology* **66**, 215–227.

WEIN, Gy. 1934: Tithonschichten der Umgebung von Zirc. – *Földtani Közlöny* **64**, 81–99.

YAMANI, S. 1975: Bivalven-Faune der Korallenkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau Unteres Tithonium, Bayern. – *Palaeontographica Abt. A* **149/1–3**, 31–118.

ZAHAROV, V. A. 1981: Buhiidy i biostratigrafiya borealnoy verhney yury i neokoma. Buchiids and biostratigraphy of the boreal Upper Jurassic and Neocomian. – *Trudy AN SSSR Sibirskoye Otdelenie, Inst. Geol. i Geofiz.* 271 p. In Russian.

ZIEGLER, B. 1971: Pelecypoden im mediterranen Oberjura. – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **54/2**, 258–262.

ZITTEL, K. A. 1870: Paleontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreide-Formation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen. II. Die Fauna der älteren Cephalopoden-führenden Tithonbildungen. – *Palaeontographica, Supplement* **2/1**, 1–192.

Manuscript received: 26 / 03 / 2003

Explanation of Plates – Táblamagyarázat

Plate I

The specimens are whitened with ammonium-chloride and are figured in natural size unless otherwise stated.

Late Jurassic bivalves from the Transdanubian Range – *Késő-jura kagylók a Dunántúli-középhegységből*

1, 2. *Isoarca? punctatostriata* (ZITTEL). 1: Szél Hill, Tithonian, 2x; 2: Szilas Ravine, Tithonian.
3. *Rhynchomytilus lorioli* (ZITTEL). Szilas Ravine, Tithonian.
4. *Rhynchomytilus studeri* (OPPEL & WAAGEN). Tűzkő Hill, Tithonian; a: lateral view, b: frontal view.
5. *Rhynchomytilus* sp. Szilas Ravine, Tithonian.
6. *Rhynchomytilus tenuistriatus* (GOLDFUSS). Szilas Ravine, Tithonian.
7. *Parainoceramus*? sp. Eperkés Hill, Kimmeridgian.
8, 9. *Plagiostoma paradoxa* (ZITTEL). 8: Tata, Kálvária Hill, GMH J7532; 9: Lókút Hill.
10. *Limea* (*Pseudolimea*) cf. *duplicata* (J. de C. SOWERBY). Szilas Ravine, Tithonian.
11–13, 15, 16. *Liostrea*? sp. 11–13: Eperkés Hill, Kimmeridgian, 15, 16: Páskom Hill, Kimmeridgian
14. *Plagiostoma*? sp. Törökösbükk Hill, Tithonian.

Plate II

Late Jurassic bivalves from the Transdanubian Range – *Késő-jura kagylók a Dunántúli-középhegységből*

1–3. *Praechlamys rogoznicensis* (ZITTEL). Szél Hill, Tithonian, 2x.
4–7. *Entolium* sp. cf. "*Pecten cinguliferus*" ZITTEL. 4, 7. Kálvária Hill, Tithonian, 4: GMH J. 7944, 7: GMH J 7791), 5: Páskom Hill, Kimmeridgian; 6: Eperkés Hill, Tithonian.
8. *Camptonectes* sp. Szél Hill, Tithonian, 2x.
9–10. *Placunopsis*? sp. cf. "*P. tatrica*" ZITTEL. Tűzkő Hill, Tithonian.
11, 12. *Anisocardia*? sp. cf. "*A. tyrolensis*" ZITTEL. 11: Édesvíz Spring, Tithonian; 12: Páskom Hill, Kimmeridgian.
13–15. *Turnus* sp. A. 13: Szél Hill, Tithonian, 2x; 14,15: Páskom Hill, Kimmeridgian, 2x.
16. *Cuspidaria* s. l. sp. cf. "*Neaera picteti*" ZITTEL. Szél Hill, Tithonian.
17. *Cuspidaria* s. l. sp. cf. "*Neaera transsylvanica*" NEUMAYR. Szilas Ravine, Tithonian.
18. *Cuspidaria* s. l. sp. cf. "*Corbula pichleri*" ZITTEL. Szilas Ravine, Tithonian.

Plate III

Early Cretaceous bivalves from the Transdanubian Range and the Mecsek Mts – *Kora-kréta kagylók a Dunántúli-középhegységből és a Mecsekből*

1–7. *Nuculana* (*N.*) cf. *scapha* (D'ORBIGNY). Bersek Hill, Barremian.
8. *Rhychomytilus* sp. Tata, Aptian.
9. *Rhynchomytilus* cf. *tenuistriatus* (GOLDFUSS). Kisújbánya, Valanginian. a: lateral view, b: frontal view.
10. *Rhynchomytilus* cf. *studeri* (OPPEL et WAAGEN). Eperkés Hill, Aptian.
11, 12. *Barbatia* cf. *aptiensis* (PICTET et CAMPICHE). Tata, Aptian.
13. *Glycymeris sublaevis* (J. SOWERBY). Eperkés Hill, Aptian.
14. *Inoceramus neocomiensis* D'ORBIGNY. Bersek Hill, Hauterivian or Barremian.

Plate IV

Early Cretaceous bivalves from the Transdanubian Range and the Mecsek Mts – *Kora-kréta kagylók a Dunántúli-középhegységből és a Mecsekből*

1. *Pteria* sp. Kisújbánya, Valanginian.
2–4. *Acesta* (*A.*) sp. Bersek Hill, Barremian.
5. *Limea* (*Pseudolimea*) sp. Márvány Quarry, Barremian.
6, 7. *Plagiostoma* cf. *globosum* J. SOWERBY. Tata, Aptian.
8. *Buchia keyserlingi* (TRAUTSCHOLD). Bersek Hill, Valanginian. a: view of the hinge, b: lateral view of the valve. HNHM M.68.1142
9, 10. *Propeamussium* sp. Bersek Hill, Barremian.
11. *Propeamussium* sp. Kakastaraj Hill, Barremian.
12. *Propeamussium* sp. Tata, Apian.
13, 14. *Praechlamys* sp. Tata, Aptian.
15–18. *Spondylopecten* sp. Tata, Aptian.
19. *Placunopsis*? sp. Márvány Quarry, Barremian.
20. *Aequipecten*? sp. Bersek Hill, Barremian.
21. *Eopecten* sp. Kisújbánya, Valanginian.
22. Lucinoid? bivalvia, gen. et sp. indet. Bersek Hill, Hauterivian.
23. *Astarte*? sp. Kisújbánya, Valanginian.
24. *Turnus* sp. Bersek Hill, Barremian
25, 27, 28. *Pholadomya* (*Procardia*) *malbosi* PICTET et CAMPICHE. 25: Bersek Hill, Hauterivian, 27, 28: Kisújbánya, Valanginian.
26. *Pholadomya* (*Procardia*) sp. Rendkő Hill, Barremian.
29–32. *Cuspidaria* s. l. sp. 29: Közöskút Ravine, Barremian, 30-32. Bersek Hill, Barremian.

Plate I – I. tábla

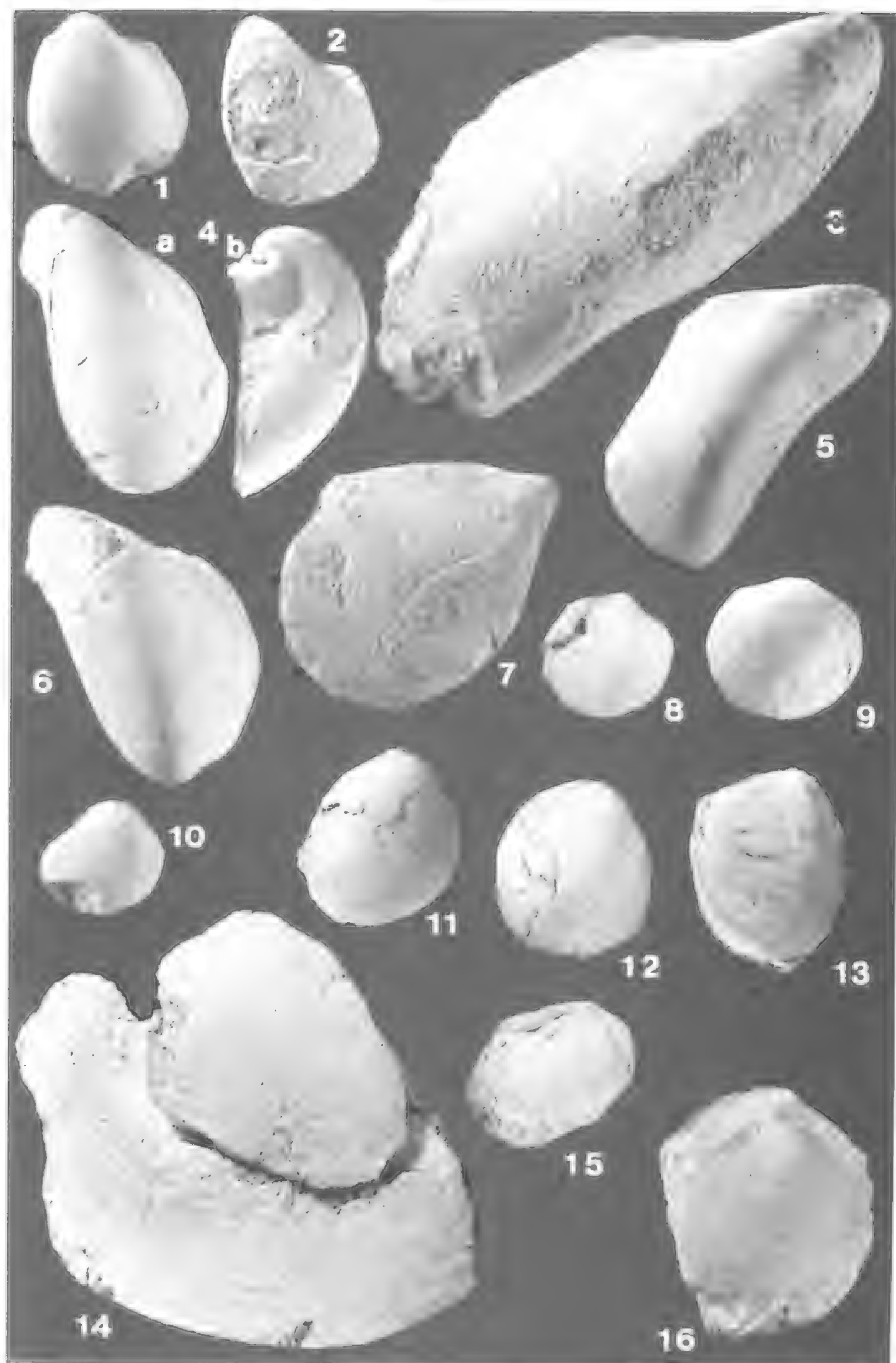


Plate II – II. tábla

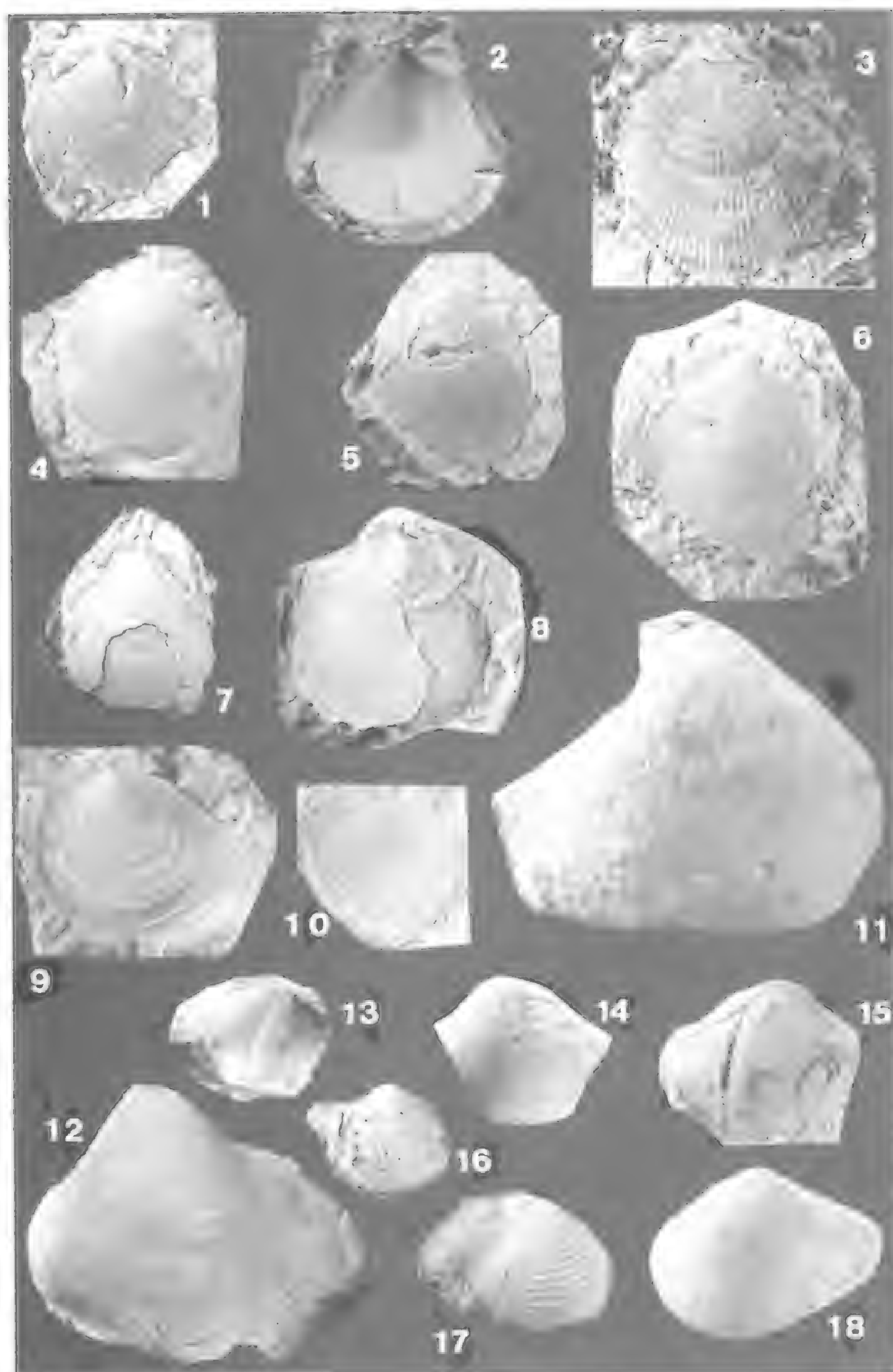
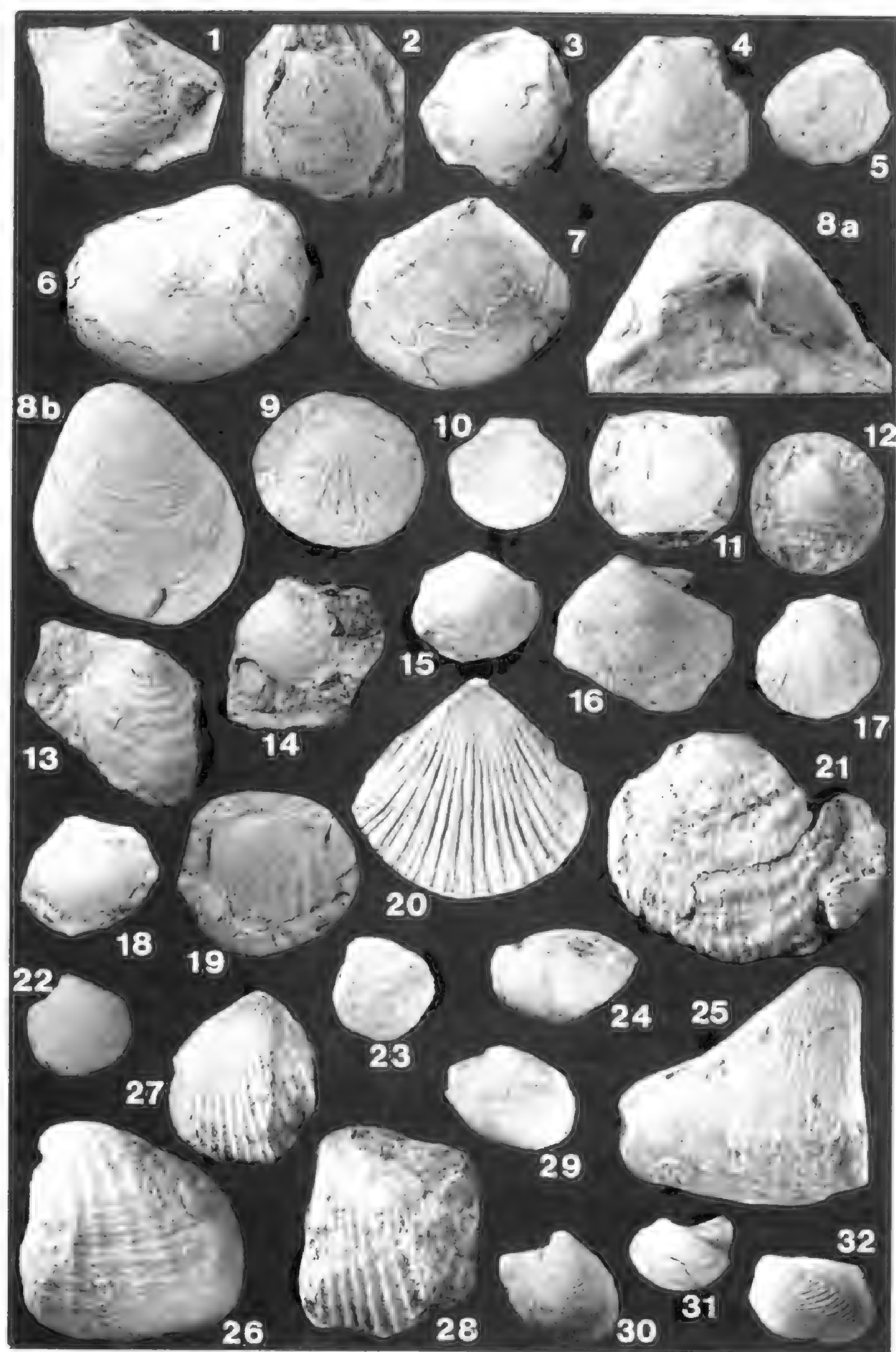


Plate III – III. tábla



Plate IV – IV. tábla



Földtani Közlöny 133/4, 501–514 (2003) Budapest

A magyarországi eggenburgi biofáciesek paleoökológiája. A Szécsényi Slír kifejlődései

The palaeoecology of the Eggenburgian biofacies of Hungary. Silty facies – Szécsény Schlier

BÁLDI Tamás[1] – LEÉL-ŐSSY Szabolcs[1]

(3 táblázat)

Tárgyszavak: eggenburgi, Szécsényi Slír, makrofauna, bathymetriai elemzés, leülepedési mélység
Keywords: Eggenburgian, Szécsény Schlier, macrofauna, bathymetric analysis, deposition depth

Abstract

In this paper, the macrofaunas of 13 localities are elaborated, based on our old as well as new, still unpublished collections. The age of the faunae is undoubtedly Eggenburgian. The depth distribution of bivalves-gastropods was analysed on the basis of the literature, taking into account recent distribution data, as well. Accordingly, the average of the depth data calculated for the individual localities is as follows: the possible uppermost boundary of the schlier formation can be estimated around 58 m depth below the sea-level of the age, while the depth of the possible and probable lowermost boundary may be in the vicinity of the former 225 m isobath.

Összefoglalás

Dolgozatunkban 13 lelőhely makrofaunáját dolgozzuk fel régi és új, eddig publikálatlan gyűjtéseink alapján. Valamennyi fauna kora biztosan eggenburgi. Az irodalom alapján, a recens elterjedési adatokat is figyelembe véve elemeztük a kagylók-csigák mélységi elterjedését. Ennek alapján a lelőhelyenként számított mélységi adatok átlaga: a slírképződés lehetséges legfelső határa 58 m mélység körülire becsülhető a korabeli tenger szintje alatt, míg a lehetséges és valószínű legalsó határ mélysége az egykori 225 m-es izobath környékén kereshető.

Bevezetés

Jelen tanulmányunkban a fő tömegében eggenburgi kori Szécsényi Slír [= „amussziumos slír", „Putnoki Slír", „Parádi Slír"] makrofaunáját és paleoökológiai kérdéseit dolgozzuk fel. A témakört számos régebbi publikáció (pl. BÁLDI 1983), ill. több kéziratos jelentés (BÁLDI T. társszerzőkkel) már érintette, és a közelmúltban egy átfogóbb tanulmány elsősorban a litosztratigráfiai vonatkozásokat már tárgyalta (BÁLDI 1997, 215–230 old.), de a makrofauna feldolgozása és bemutatása a jelen értekezésünkre hárul.

Dolgozatunkban paleoökológiai – főleg bathymetriai – elemzésnek vetjük alá a Szécsényi Slír makrofaunáját, amelyet az alábbiakban felsorolandó felszíni feltárásokban, vagy mélyfúrási magokban gyűjtöttünk. Az aktualisztikus adatok összesítése alapján képet alkothatunk a slír paleobathymetriai arculatáról.

[1]ELTE, TTK, Ált. és Tört. Földtani Tanszék H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

A vizsgált lelőhelyek és faunájuk

Az alábbiakban felsoroljuk az általunk eddig vizsgált Szécsényi Slír lelőhelyek listáját. Ezek kora kivétel nélkül eggenburgi, és ezt sokszor nemcsak a molluszka fauna, hanem a nannoplankton kutatások is megerősítik. Egyes szelvényeknél azonban nem zárható ki, hogy a szelvények legalsó szinttája még felső-egri (tehát inkább az akvitániainak felel meg). Lényegében ez az eshetőség makrofauna alapon, a slírfácies esetében nem bizonyítható. Az NN 2 Martini-féle nannozóna, az eggenburgi e kitűnő sztratigráfiai indikátora, a legtöbb alábbi szelvényből határozottan kimutatható. Az eggenburgi alsó határa azonban RÖGL & STEININGER (1970) szerint kissé magasabban van, már az NN 2 zónán belül. Ennek okait bővebben fejtegeti BÁLDI (BÁLDI et al. 1999 pp. 653–668). Az NN 1 nannozóna egyértelműen akvitániait (felső-egrit) jelez. Az alább felsoroltakon kívül még számos más slírlelőhelyet ismerünk (pl. Ivád, Szentsimon, Ózd-Susa, Zádorfalva stb.). Faunájukat begyűjtöttük, azonban ezek feldolgozása még folyamatban van.

1. Szécsénytől K-re „kis téglagyár". 1970-ben még működött, ma elhagyott, romos (BÁLDI 1983).
2. Szécsénytől DK-re „nagy téglagyár". 1970-ben és a kilencvenes években is üzemelt. Vö. BÁLDI (1983).
3. Putnok, Serényfalva, téglagyár. (1971. évi gyűjtés, publikálatlan).
4. Alsószuha–1 fúrás.„Hiniás-turritellás zóna" (BÁLDI & RADÓCZ 1971).
5. Alsószuha–1 fúrás.„Alsó"- és „felső" amussziumos zóna. (BÁLDI & RADÓCZ 1971 adatai.).
6. Varsány, a Tapsoló vonulat 239 m m.p.-tól NyDNy-ra dűlő-út bevágása (1971. évi gyűjtés, publikálatlan).
7. Pétervására, mélyfúrások a slírben (E26, E27) (BÁLDI & RADÓCZ 1971, p. 143).
8. Iliny, a falutól D-re, Szénégető-hegy 228 m m.p.-tól Ny-ra (1970. évi gyűjtés).
9. Iliny, a falutól DK-re, a 201 m m.p.-ra vezető szekérút bevágása és a Tó-patak/Nagy-patak közötti hegyorr alja. Ugyanitt Iliny–1(8) furás. (BÁLDI 1983).
10. Szécsényfelfalu, Nyerges-patak völgye, a falutól É-ra (publikálatlan, 1970).
11. Kiskér-puszta, agyagfejtő a dűlőút elágazásnál, a romos épületek közelében (publikálatlan).
12. Sajóvelezd–42 fúrás: „amussziumos zóna" 250–515 m között,(vö. BÁLDI & RADÓCZ 1971, BÁLDI & SZTANÓ 2000 adatai).
13. Dubicsány–31 fúrás, a falutól 500 m-rel D-re. A rétegoszlop leírása BÁLDI & SZTANÓ (2000) publikációjában részletes makrofauna leírással együtt.

A fenti 13 lelőhelyről előkerült makrofauna genusz, ill. fajlistáját alább közöljük. A paleoökológiai elemzéshez szükséges gyakorisági viszonyok megállapítására kétféle közelítést alkalmaztunk. Az egyik szerint azt vizsgáltuk, hogy egy adott taxon hány lelőhelyen fordul elő az említett 13 közül. A másik, ezt kiegészítő szempont, az egyedszám nagyságának értékelése volt.

A gyűjtött taxonok közül 9 lelőhelyen található a *Lentipecten corneum denudatum,* 8 lelőhelyen a *Macoma elliptica,* 6 lelőhelyen a *Dentalium, Nucula, Flabellum,* 5 lelőhelyen a *Nuculana, Corbula gibba, Tellina* (*Abra,* etc.), 4 helyen a

Saxolucina, Marginella sturi, Bolma (*Astraea*), *Aturia, Yoldia, Cavilucina, Limopsis, Propeamussium,* 3 helyen a *Turris, Cuspidaria cuspidata, Volutilithes, Bathyarca, Discotrochus* (= *Cycloseris*), *Lucinoma borealis, Thyasira vara* s.l., *Pholadomya, Turritella, Cyclocardia scalaris, Solemya* (= *Acharax*), *Polinices catena,* 2 helyen a *Pycnodonte* (= *Gryphaea*), *Cassidaria, Hinia* (= *Nassa*), *Laternula* (= *Anatina*), *Bathytoma, Ficus, Malletia, Pecchiolia* (=*Verticordia*) *argentea, Cadulus, Scaphander,* 1 helyen az *Acar* (= *Arcopsis*), *Modiolus* stb., *Tugurium* (=*Xenophora*), *Isocardia* (=*Glossus*), *Typhis, Clavus, Chlamys* (apró), *Ancilla, Pinna, Conus, Hiatella.*

A könnyebb áttekinthetőség kedvéért a gyűjtött faunákat táblázatokba rendeztük. Az *I. táblázat*ban felsoroljuk a tanulmányozott lelőhelyeket, és egyúttal a kalkulált mélységi adatokat is közöljük. A táblázat alsó sorában a 11, elemzésnek alávetett makrofauna mélységi adatait öszesítjük és átlagoljuk.

I táblázat. A legvalószínűbb mélységi elterjedés minimális és maximális határai az egyes slír lelőhelyek faunáit külön-külön elemezve

Table I The most probable shallowest and deepest depositional depth of the "Schlier" as based on localities analised separatly

	legvalószínűbb minimális képződési mélység	legvalószínűbb maximális képződési mélység
Sajóvelezd–42 fúrás (250–515 m) „amussziumos zóna"	100 m	365 m
Dubicsány–31 fúrás (250–328 m) „alsó amussziumos zóna"	30 m	?120 m
Dubicsány–31 fúrás (328–350 m) „alsó kavicsos slír"	50 m	120 m
Dubicsány–31 fúrás (170–250 m) „felső, kis amussziumos zóna"	50 m	216 m
Dubicsány–31 fúrás (131–170 m) „felső kavicsos slír"	50 m	269 m
Alsószuha–1 fúrás (65–115, 378–633 m) „alsó és felső amussziumos zóna"	75 m	264 m
Alsószuha -1 fúrás (115–378 m) „hiniás-turritellás zóna"	50 m	120 m
Putnok, Serényfalva téglagyár	75 m	300 m
Szécsény K, „kis téglagyár"	50 m	200 m
Szécsény DK, „nagy téglagyár"	50 m	200 m
Iliny DK, 201 m magassági pontra vezető szekérút bevágása	75 m	300 m
ÁTLAG:	58 m	225 m

A slír makrofauna taxonjainak jelenkori mélységi elterjedése

Munkánk során a slírben talált taxonok jelenkori mélységi elterjedéséből indultunk ki. Ezt megkönnyítette, hogy legalább genusz szinten valamennyi taxon ma is él. A vonatkozó fontosabb adatokat a *II. táblázat*ban mutatjuk be.

A Szécsényi Slírben előforduló, ma is élő taxonok, többnyire nemzetségek, jelenkori bathymetrikus elterjedésének *felső határa* – adataink gyakorisági értékei alapján – igen valószínű, hogy 70 m-en volt, de nem lehetetlen, hogy e határ esetleg 25 m mélységig felhúzódott, bár ez utóbbi érték már igen valószínűtlen. Az *alsó határ* megállapítása sokkal nehezebb, nagy valószínűséggel átlagosan 210 m mélységben helyezkedett el. Kis valószínűséggel, de egyes esetekben nem kizárható módon, 300 m mélységig terjedhetett a tenger mélye felé (*III. táblázat*).

II. táblázat. Egyes, a slírben gyakori nemzetségek (fajok) jelenkori mélységi elterjedésének felső határa

Table II Present upper bathymetric boundary of "Schlier" taxa

Genusz	Magányos exkurzor (nagyon valószínűtlen előfordulás)	Exkurzorok,vagy egyetlen kolonizált faj ritka egyedei (nem nagyon valószínű előfordulás)	Gyakori, elég sok példány, esetleg több faj képviseli a genuszt (nagyon valószínű előfordulás)
Nucula	apályov	10 m	16 m
Macoma	apályöv	10 m	14 m
Dentalium	apályöv	10 m	15 m
Corbula div. sp.	apályöv	10 m	15 m
Conus	apályöv	10 m	15 m
Tellina div. sp. (Abra sp. etc.)	apályöv	10 m	14 m
Turritella	apályöv	10 m	20 m
Clavus	apályöv	10 m	10 m
Venus	apályöv	10 m	12 m
Discotrochus (=Cycloseris)	apályöv	10 m	0 m
Nuculana (=Leda)	15m	15 m	22 m
Xenophora (=Tugurium)	0 m	12 m	21 m
Thyasira ex gr. vara	0 m	0 m	30 m
Turris	0 m	15 m	30 m
Marginella	apályöv	10 m	36 m
Corbula gibba	0 m	12 m	35 m
Polinices catena	0 m	17 m	30 m
Hinia (=Nassa)	apályöv	10 m	30 m
Ancilla	apályöv	12 m	32 m
Cassidaria	0 m	24 m	40 m
Pinna (Atrina)	0 m	12 m	41 m
Chlamys (apró)	apályöv	10 m	41 m
Flabellum	0 m	40 m	50 m
Thracia pubescens	0 m	10 m	50 m
Lentipecten	30 m	50 m	0 m
Lucina borealis	apályöv	10 m	60 m
Ficus	0 m	10 m	64 m
Yoldia	apályöv	10 m	74 m
Pycnodonte (Gryphaea)	0 m	40 m	70 m
Pholadomya	0 m	30 m	75 m
Turricula	0 m	30 m	70 m
Acar (=Arcopsis)	0 m	0 m	75 m
Laternula (=Anatina)	0 m	0 m	100 m
Cuspidaria	0 m	25 m	120 m
Limopsis	0 m	30 m	130 m
Solemya (=Acharax)	0 m	12 m	137 m
Propeamussium	20 m	80 m	150 m
Malletia	30 m	75 m	200 m
Bathyarca	60 m	130 m	200 m
Pecchiolia (=Verticordia)	30 m	200 m	300 m
Cadulus	30 m	75 m	300 m
FELSŐ HATÁR ÁTLAGA		26 m	67 m

I. column: taxon, II. column: solitary excursor (very unprobable occurrence), III. column: rare individuals of excursors or single colonising species (occurrence not very probable), IV. column: genera represented by more species with common exemplares (very probable occurrence)

A Szécsényi Slír képződési mélysége

A fauna egészét összesítve (nem lelőhelyenként), kissé bővebb anyagot felhasználva, a Szécsényi Slír képződése lefelé nagy valószínűséggel nem terjedt túl a korabeli 210 m körüli izobathon. Valószínűtlen és kivételes esetben elérte a 300 m mélységet, de ennél lejjebb bizonyosan sosem képződött, ez a feltevés, mint lehetetlen, teljesen elvetendő. Ha lelőhelyenként vizsgáljuk a faunát, az eredmény igen hasonló, az összegzés szerint 225 m. A képződés felső határa a teljes makrofauna alapján (*III. táblázat*) 70 m (kivételesen és ritkán, egészen 25 m-ig terjedhetett a sekélyvíz irányában, de ez utóbbi érték igen valószínűtlen, nem jellemző. A 25 m-nél kisebb mélység bátran kizárható). A lelőhelyenként számolt mélységek összesítése szerint, a fenti érték 58 m-nek adódott.

Megjegyzések az értékeléshez

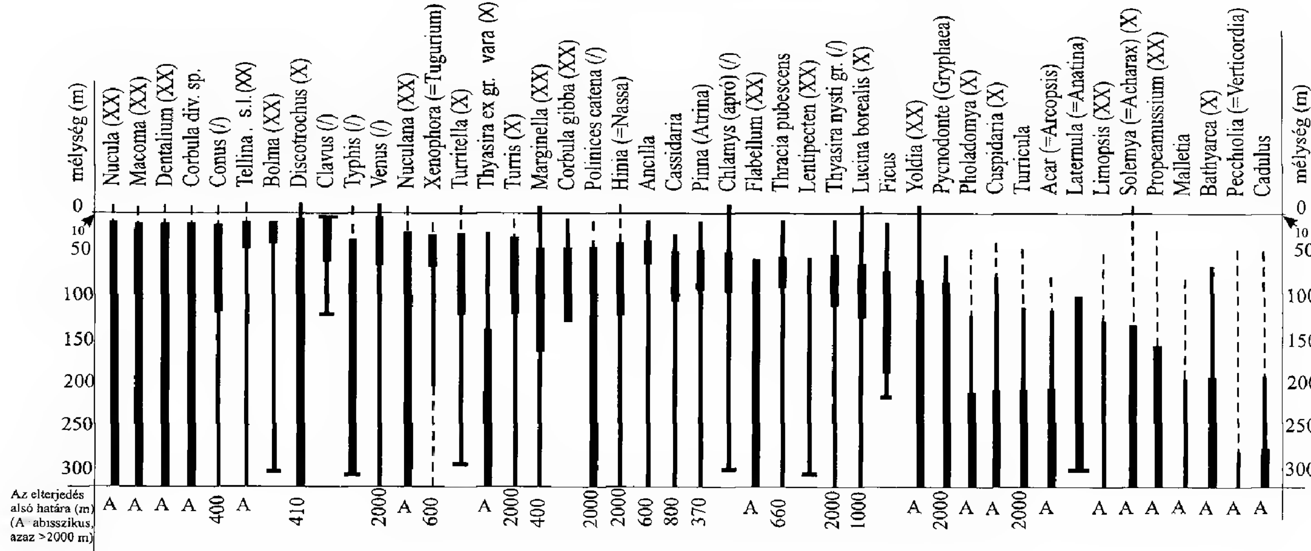
1. A *Lentipecten* a késő-pliocénben kihalt genusz, mely Európa, Ázsia, Új Zéland kainozoikumában található (eocén–pliocén). Generotípusa a *„Pecten" corneus* SOWERBY, 1818. A *Lentipecten* egyik teknőjén sincs belső bordázat. Ugyanakkor az *Amusium* RÖDING, 1798 [=*Pleuronectes* BRONN, 1831 (non LINNÉ, 1758) = *Amussium* HERRMANNSEN, 1846 (junior objektív szinoníma)] teknőinek belső felszínén párokba rendezett belső bordák helyezkednek el. Az *Amusium* a kora-miocéntől él máig, trópusi-szubtrópusi selfeken, iszapos, vagy finom homokos aljzaton, 10–100 m közötti mélységben (DANCE 1977, etc.). A fenti rendszertani és nomenklaturai revíziót HERTLEIN (in: MOORE 1969) végezte el. Eredményeit egyes francia malakológusok nem fogadták el (FATTON 1974).

Az *Amusium* (=*Amussium*) genusz nem fordul elő a slírben. Az utóbbiban a *Lentipecten* található, amelyet egyenesen a generotípus képvisel. A slír „amussiumain" bizonyosan nincsenek belső bordák: teknőik kívül-belül simák. A *Lentipecten*hez legközelebb az ugyancsak kihalt, mezozoikumban élt és gyakori *Entolium* MEEK 1865 áll. A két nemzetség között csak a bysszális bevágás tekintetében van különbség. Az *Amusium* (=*Amussium*) – HERTLEIN értelmezése alapján – hazánkban csak a badeniben (középső-miocén, kb. langhi) fordul elő, ahol a finomabb szemű, olykor meszes üledékek nem ritka kövülete az *Amusium cristatum, A. badense* (BOGSCH 1936, CS. MEZNERICS 1954, BÁLDI 1960). Kísérő faunája alapján egykori mélységi elterjedése megfelel a recens tapasztalatoknak.

Külön problémakör a *Lentipecten corneum* és *L. denudatum* viszonyának kérdése. Azelőtt a szerzők többsége azt a kényelmes utat választotta, hogy a paleogénben talált példányokat a corneum fajba, míg a neogéneket a denudatum fajba sorolta. Még CS. MEZNERICS (1960, 1967) is azt állította, hogy a két név valóban két külön fajt jelöl, melyek egymástól megkülönböztethetők. Azóta hatalmas anyagot átvizsgálva kénytelenek vagyunk cáfolni az említett felfogást. A magunk részéről még alfaji szintű eltérést sem tudtunk felismerni a paleogén és neogén populációk között. A teljesség kedvéért, kizárólag praktikus okokból, azonban mindkét fajnevet feltüntetjük ebben a munkában a *Lentipecten* név után, hogy ezzel is demonstráljuk a taxon egységét. A „denudatum" név tehát itt inkább szinoníma és nem alfaji név.

III. táblázat. A slír taxonok mélységi elterjedése

Tble III The bathymetric distribution of the "Schlier" taxa



Jelmagyarázat:

XX igen gyakori faj a slírben, több mint 4 lelőhelyen fordult elő
X meglehetősen elterjedt, 3 lelőhelyről ismert
/ ritkaság, 1-2 példány 1 lelőhelyről
▮ gyakori előfordulás a recens tengerekben, a fosszilis példányok nagy valószínűséggel ebben a mélységben éltek
| ritka előfordulás a recens tengerekben, a fosszilis példányok kis valószínűséggel származnak ebből a mélységből
¦ rendkívül ritka, egy -két példányos előfordulás a mai tengerekben
⊥ mélységi eltejedési határ
↗ 10 m-es mélység, az e feletti előfordulások geológiai alapon kizárhatók

XX – very common in the Schlier. X – rather common. / – very rare. common occurrence in recent seas (▬). rare occurrence in recent seas (━). extraordinary rare occurrence in recent seas (—). boundaries of bathymetric distribution (I,⊥) 10 m depth, shallower occurrences can be excluded on. geological basis (↗). A – also in abyssal zone

A *Lentipecten corneum denudatum* a lutetiaitól a kárpátiig elterjedt forma hazánkban, elsősorban a pélites, slír jellegű fáciesekben gyakori, vagy igen gyakori. Esetében az aktualizmus elvét csak közvetve és fenntartásokkal alkalmazhatjuk, mivelhogy a *Lentipecten* – mint említettük – kihalt.

2. A slírfácies batimetrikus elemzését több körülmény nehezíti meg. A taxon kihalt genusz szinten is. Ilyen a *Lentipecten* esete (vö. 1. pont). Sajnálatos, hogy épp a Szécsényi Slír leggyakoribb és legelterjedtebb taxonjáról csak vázlatos paleoökológiai képet alakíthatunk ki az aktualista módszerek alkalmazhatóságának hiányában (vö. „amussziumos slír"). A *Lentipecten* kísérő faunája és pélites bezáró kőzete alapján azonban feltételezhetjük, hogy a viharos időjárás hullámbázisa alatt, a szublitorális régió mélyebb, kizárólagosan iszapos övében kezdett gyakoribbá válni. Ennek nyomán mélységi elterjedésének felső határát valahol a 30–50 m közötti sávban kell keresnünk. A mélységek felé aligha hatolt lejjebb 300 m-nél. Ezt az utóbbi feltevést arra alapítjuk, hogy a Kiscelli Agyagban – egyetlen, bizonytalan, recski leletet kivéve – egyáltalán nem fordul elő, holott a környezeti feltételek alapján előfordulhatna. A Kiscelli Agyagról pedig bizonyított, hogy képződési mélysége 300–500 m közötti volt (BÁLDI 1983, 1986, BÁLDI & N.-GELLAI 1990). Fentieket alátámasztották az eocén Padragi Márgán végzett vizsgálatok is (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991, p. 42). Itt a *Lentipecten* a márgának ahhoz a szintjéhez kötődik, mely a kb. 100–300 m közötti ős tengermélységben rakódott le. A somlóvásárhelyi lutetiai *Lentipecten* példányok tetemes mérete, alakja és egyéb bélyegei semmiben sem különböznek a Szécsényi Slír eggenburgi példányainak ugyanazon jellegeitől. A kárpáti Garábi Slírben a *Lentipecten* nagy ritkaságként, egy-egy példánnyal még előfordul.

Ennél magasabb szintből ez a taxon Magyarországon ismeretlen. (Talán az említett belső bordás *Amusium cristatum* alakkör lépett a helyébe??) Kihalt genusz valószínűleg a *Pecchiolia* is. Ez utóbbi azonban gyakori a Kiscelli Agyagban, tehát vertikális elterjedése legalább 500 m-ig terjedt.

3. Mivel gyakori a Szécsényi Slírben az *Aturia* nemzetség (Nautiloidea), bathymetrikus jelentését meg kell vizsgálnunk. A ma élő nautilus-félék a batiális régió 450–750 m mély zónájában élnek a fenék közelében, habár nektonikus formák. Elhalásuk utáni pszeudoplanktonos szállításukra számos recens példa és megfigyelés van, és ezek irodalmi adataival a Kiscelli Agyag paleoökológiai elemzése kapcsán kissé részletesebben foglalkozik az irodalom (BÁLDI 1983, 1986). Post mortem pszeudoplanktonos elszállítása miatt az aturiákat mélységi analízisünk során nem vehettük figyelembe. LŐRENTHEY (1911) még a sekélyszublitorális Budafoki Homokban is találta betemetett példányát Budafokon. Annyi megállapítható, hogy vagy a magyar eggenburgi medence ért el valahol legalább 450 m mélységet, amire semmi bizonyíték nincsen, vagy olyan tengermedencével állt kapcsolatban, ahol ilyen nagy mélységek léteztek, és az áramlások pszeudoplanktonos szállítással sodorták be a nautiloideákat. Harmadik lehetőség, hogy az *Aturia* kihalt nemzetsége a mai nautilusoknál kissé sekélyebb tengerben élt. A pszeudoplanktonos szállítás lehetősége azonban még ekkor is fennállt.

4. Elég gyakori nehézség, hogy sok adat van, de a taxon ubikvista, mert az ökológiai valenciája igen tág (euryök taxon). Ilyen forma pl. a *Macoma elliptica*, mely a slírfácies leggyakoribb taxonja a *Lentipecten* mellett. A faj kihalt, de a

genusz igen elterjedt a jelenkori tengerekben. Ökológiai valenciája rendkívül nagy, és ezért nem jó mélységmérő. A recens macomák partközeli, sekély, iszapos tengerfenéken éppolyan nagy számban elszaporodhatnak, mint a mélyebb self, vagy a batiális régió pélitjében. Van olyan fajuk is, amely brakkvízi beltengerben gyakori. Euryhalinitása 8–40‰ közötti. Egyes fajai behatolnak az intertidális övbe és esztuáriumokba is. Mélységi gyakorisági megoszlását vizsgálva tehát azt látjuk, hogy a partvidék brakkvízű környezetétől a selfen át – ahol 14–45 m között gyakorisági maximuma van, – egészen a batiális öv aljáig (2000 m) elterjedt. A batiális zónában második maximuma észlelhető kb. 200–300 m táján, ami talán a Szécsényi Slírben való gyakoriságát magyarázhatja. A *Macoma* tehát a „két-maximumos" taxonok közé tartozik, a selfen és a mélytengerben egyaránt van egy-egy gyakorisági csúcsa. Mélységjelző értéküket ezért az olyan kísérő faunában, amely nem egyértelműen self-, szublitorális, vagy batiális (mélytengeri) eredetű, teljesen elvesztik. A slír pedig pontosan ilyen fácies. A *Macoma elliptica* a slír-fáciesen kívül szórványosan előfordul a Kiscelli Agyagban, valamint több, sekélytengeri felső-oligocén agyagban. Gyakori a kárpátiban is (pl. a Garábi Slírben).

Hasonlóan ubikvista a *Nucula* is. Nagy környezeti tűrőképességű taxon, ami 16–20 m-től lefelé a finom homokos és pélites aljzatokon közönséges, és az abisszikumból, 2000–6000 m mélységből is jól ismert (KNUDSEN 1970). Mélységi gyakoriságát vizsgálva elterjedési maximuma a 600 m-nél mélyebb régióban van, bár egy kisebb csúcs, – 30–120 m között – a selfen is észlelhető (vagyis „két maximumos"). A *Nucula* sztenohalin genusz.

A *Nuculá*hoz hasonlóan nehéz felhasználni a szublitorális és batiális régióban egyaránt elterjedt alábbi taxonokat: *Natica* div. sp., *Polinices* s.l., *Cardiidae* div. gen. et sp., *Venus* div. sp., *Psammobia* div. sp., *Palliolum* div. sp., *Athleta* = *Voluta* = *Volutilithes* div. sp., *Nuculana* div. sp., etc. Ezek közül ugyan a *Polinices* s.l. 120–200 m, a *Volutilithes* (*Voluta, Athleta*) div. sp. 0–30 m között is mutat egy határozott gyakorisági maximumot (két-maximumos taxon). A mélységi gyakoriságokra vonatkozóan vö. a mellékelt diagrammokat (*III. táblázat*).

5. Úttörő kolonizátorok a selfen. Olyan batiális genuszok egy-egy faja tartozik e csoportba, mely nemzetségek nagy fajdiverzitással a mélytengerben élnek, mint optimális biotópban, de akad egy, vagy ritkán két, a selfre felhatoló, azt meghódító, ahhoz alkalmazkodott fajuk. Ezek az úttörő formák a selfen is kötődnek általában a mélytengeri miliőben már megszokott pélites aljzathoz, és egyedszámuk olykor igen jelentős lehet. A genusz kis fajszáma a selfen mindamellett bizonyítja, hogy számára a sekélytengeri miliő szokatlan és peremi régiónak számít, jelentős stresszorokkal. Tipikus példája e csoportnak a *Thyasira*, mely batiális-abisszikus genusz, de egy faja, ill. alakköre, a *Thyasira flexuosa-nysti* csoport alkalmazkodott a self körülményeihez, ahol gyakoriságuk maximuma 50–100 m (KAUFFMAN 1969). KAUFFMAN kimutatja, hogy a thyasirák mélységi elterjedése erősen hőmérsékletfüggő is. A *Thyasira flexuosa* alakkör csak a magasabb szélességi körökön gyakori a selfen. Az egyenlítői tengerekben a batiális zónára korlátozódik (trópusi szubmergencia jellemző esete). Még frappánsabb talán a *Pholadomya* példája. Mindig akadt a kainozoikumban egy vagy két olyan faj a genuszból, mely felhúzódva a mélytengerből a self mélyebb, pélites régióit kolonizálta. Ilyen volt pl. az oligocén *Pholadomya puschi*, a miocén

Ph. vaticana stb. Ugyanakkor a *Pholadomya* fajszáma a batiális övben tucatnyi, és az abisszikumban is él egy faja. A *Thyasira* fajok száma az abisszikus régióban hét. A selfre feltelepülő kolonizátornak tekintendő pl. az egri *Turricula* (*Surcula*) *regularis* a batiális *Turricula* nemzetségből. Továbbá a *Thracia pubescens* és *ventricosa*, és a slír fáciesben különösen gyakori *Solemya* (*Acharax*) *doderleini*. A *Solemya* a recens abisszikumban két fajjal is előfordul! Egy fajjal tűnik fel az oligocén, alsó-miocén slír- és slírhez közeli fáciesekben a *Malletia*, melyet a holocén abisszikumban nem kevesebb, mint 15 faj képvisel!

6. Pionír kolonizátorok a batiális régióban. E taxonok a selfről igyeznek lefelé terjedve a mélyebb övezeteket meghódítani. Így az előző folyamat (5.) fordítottjáról van szó. A selfről, mint elterjedési centrumból kiindulva, a selfen gyakori és nagy fajdiverzitású genusz egy-két faja, alkalmazkodva a batiális körülményekhez, ott morfológiailag is többnyire új fajjá fejlődve, esetleg nagy egyedszámban elterjed. E jelenség főleg a felső batiális övben gyakori. Erre például szolgál a *Conus* egy-egy faja, mint az egri *C. dujardini*, vagy a Kiscelli Agyag *C. ineditus*a. De van hasonló eset a *Cypraea, Corbula, Calliostoma, Marginella, Turris* stb. nemzetségek körében is.

7. Batiális faj egyes individuumainak exkurziója („kirándulása") a selfre. Az ilyen kirándulók többnyire csak igen szórványosan, olykor csak egy-két példányban tűnnek fel a számukra otthonos pélites üledékhez kötődve. Ilyet látunk pl. a jelenkori Adriában a batiális *Propeamussium*nál, mikor egy-két egyed kivételesen, akár 20 m-es tengermélységig is felhatol. Hasonló esetek ismertek a *Limopsis, Bathyarca, Yoldia, Pecchiolia* (=*Verticordia*) stb. köréből. A batiális kirándulók exkurziójának felső határa legtöbbször mélyen a hullámbázis alatt húzódik, a 30–50 m-es izobathot már ritkán lépik át felfelé.

8. Sekély-szublitorális faj „kirándulása" a mélytengerbe. Ez esetben is kevés egyedről van szó, legfeljebb egy-két példányról. Olykor ilyen exkurzornak kell tekintenünk az *Ancilla, Pitar, Tellina, Corbula, Hinia* egyes példányait. Mindamellett sokkal gyakoribb, hogy nem élő egyedek kirándulásával állunk szemben, hanem a turbidites zagyártevékenység, vagy más szubmarin, gravitációs tömegmozgás eredményeivel. A szublitorális házak post mortem mechanikai szállítás útján kerültek mélyebbvízi fáciesbe. A paleoökológia körültekintő, analitikus alkalmazása talán segíthet a fenti lényeges különbség feltárásában.

9. A Kiscelli Agyag és az egri–eggenburgi sekélytengeri homokfáciesek közötti települési pozíciójában, a Walther-törvény alapján kirajzolódik a Szécsényi Slír paleobathymetrikus helyzete a kb. 50–300 m közötti övben. A finom homokos szilt uralkodó litofácieséből, és ez utóbbi monoton és gyakran masszív megjelenési módjából még további következtetések is levonhatók: a slír nem képződhetett a hullámbázis felett (tehát 10 m-nél sekélyebb vízben). Valószínűleg a viharhullámok bázisát sem lépte át felfelé (ez kb. 30–50 m mélység). Nem képződhetett az árapály-áramlásnak kitett övezetekben, az árapály csatornákban. (Mindez SZTANÓ & BOER 1995 szerint 10–30 m mélységben van.) Fentiek alapján figyelmen kívül hagyhatunk minden 30 m-nél sekélyebb, és 300–400 m-nél mélyebb recens előfordulási adatot, valamennyi olyan taxonnál, amely a 10–400 m közötti intervallumban is előfordul. Mint látható, egyetlen olyan taxon sincs a slírfaunákban, amely a geológiai módszerekkel valószínűsített mélységközben – ha csak gyéren is – de ne lépne fel. Vagyis sem a kizárólag sekélyszub-

litorális és litorális, sem a kizárólag mélybatiális és abisszikus övre korlátozódó forma nem található a Szécsényi Slírben. A paleoökológia eredményei teljesen beleillenek a geológiai képbe és keretbe, azt azonban lényegesen tovább-finomítják!

Eredmények

1. A slír-fauna mélységi elterjedésének felső határa. A slírben eléggé gyéren található batiális exkurzorok a következő legsekélyebb mélységet indikálják: *Laternula* 100 m, *Acar* 75 m, *Malletia* 30, de inkább 75 m, *Bathyarca* 60 m. Ugyanez az érték a gyakori batiális kolonizátorok, exkurzorok, valamint egyes szublitorális self-taxonok esetében a következőképpen alakul: *Bolma* 14 m, *Marginella* 36 m, *Corbula gibba* 35 m, *Polinices catena* 30 m, *Flabellum* 50 m, *Yoldia* 74 m, *Pholadomya* 150 m, *Cuspidaria* 120 m, *Limopsis* 130 m, *Propeamussium* 150 m, *Turritella* 20 m.

Célravezetőbbnek tűnt, ha azt a módszert követjük, hogy a recens üledékben gyakorit a slírben is gyakori, a recens üledékben ritkát a slírben is ritka taxonnal vetjük össze. Gyakorit a gyakorival összevetve index-értékű lehet a *Bolma* 14 m, *Nuculana* 22 m, *Turritella* 20 m, *Thyasira vara* gr. 30 m, *Turris* 30 m, *Marginella* 36 m, *Corbula gibba* 35 m, *Polinices catena* 30 m, *Flabellum* 50 m, *Lucinoma borealis* 60 m, *Yoldia* 74 m, *Pholadomya* 75 m, *Cuspidaria* 120 m, *Limopsis* 130 m, *Solemya* 137 m, *Propeamussium* 150 m, *Bathyarca* 200 m. Fentiek átlagát véve arra a konklúzióra jutottunk, hogy a Szécsényi Slír képződésének felső határa valószínűleg 58–67 m mélységben húzódott. 60 m körül tűnt fel a slír faunája és jellegzetes üledéke lefelé haladva az egykori tengerben. Ha létezett egyáltalán self, úgy ez az izobath már inkább a külső selfen, a mélyebb szublitorális („neritikus") övben húzódott. Természetesen ez a bathymetrikus érték ingadozó volt, ez utóbbiról azonban még keveset tudunk részben a slír-makrofauna egységessége, részben a leletek viszonylagos ritkasága miatt. Ha volt ingadozás, úgy annak határértékeit 67–26 m-ben jelölhetjük meg. Ez a 40 m-es felfelé való kilengés azonban, – ha egyáltalán előfordult – akkor is csak kivételes lehetett. Az 58–67 m körüli érték volt a gyakori és jellemző.

2. Nehezebb feladat volt a slír-fauna alsó mélységi határának paleoökológiai kimutatása. A települési viszonyok alapján tudjuk, hogy 300 m-nél alig mélyebben a slírkifejlődést felváltotta a Kiscelli Agyag fáciese, mely utóbbi a slír fekvőjét alkotja nagy területen. Minden nehézség ellenére paleoökológiai-bathymetrikus eredményeink jól egyeznek a Kiscelli Agyag képződési mélységével kapcsolatos megállapításokkal.

Az alsó határ kitűzésénél el kellett tekintenünk az abisszikus régióig, vagy az 1000 m-nél mélyebb batiális régióba lehatoló taxonok elemzésétől. A 44 vizsgált taxonból 19 elterjedése az abisszikus régióig lenyúlik (43%). A batiális öv aljáig vagy közepéig terjed további 12 taxon (27%) (600–2000 m közötti zóna). Mivel geológiai alapon ki lehetett zárni a 300–400 m-nél nagyobb mélységben végbement slírképződés lehetőségét, a fenti taxonokat nem tudtuk felhasználni, illetve úgy kalkuláltunk, hogy 300 m mélységig fordulnak elő. Az értékeléshez felhasznált gyakori taxonok: *Bolma* (40 m), *Discotrochus* (= *Cycloseris*) (410 m),

Turritella (112 m), *Turris* (120 m), *Marginella* (155 m), *Corbula gibba* (127 m) (ezalatt alig fordul elő), *Hinia* (=*Nassa*) (120 m), *Lucinoma borealis* (120 m), továbbá az alábbi, nagy mélységekben is élő taxonok, melyeknél azonban 300 m-es értékkel kalkuláltunk: *Nucula, Macoma, Dentalium, Nuculana, Thyasira vara* gr., *Polinices catena, Flabellum, Yoldia, Pholadomya, Cuspidaria, Limopsis, Solemya, Bathyarca, Propeamussium.* A slír-fácies egykori bathymetrikus elterjedésének alsó határa (legnagyobb képződési mélysége) 210–300 m közöttre tehető, ami átlagosan és kereken 250 m volt. A lehetséges legmagasabb alsó határ átlagosan 210 m-re tehető. Eredményeink egyben azt is involválják, hogy a Kiscelli Agyag legfelső rétegei ehhez hasonló mélységekben (valahol 210–300 m között) képződtek. (A települési mód – mint ismert – folyamatos.)

3. Fenti eredményeink alapján a slírfauna és egyáltalán a slírfácies igen valószínű vertikális elterjedése az egykori kora-miocén tengerben a 70–210 m közötti mélységi övhöz kötődött. Nem lehetetlen, de valószínűtlen szélső határértékei a fenti övnek: 25–300 m. E megállapításaink az eggenburgi Szécsényi Slírre vonatkoznak, melynek legmélyebb rétegei lenyúlhatnak a felső-egri (akvitáni) emeletbe is.

4. Külön-külön elemezve a lelőhelyeket, természetesen kisebb ingadozásokat észlelünk a slírfácies felső és alsó tengermélység határértékeinek vonatkozásában. Az ingadozás maximális intervalluma 30–365 m közötti, igen ritka és valószínűtlen szélső értékekkel jellemzett képződési mélységet mutat. A képződés legsekélyebb felső határa a Dubicsány–31 fúrás „alsó amussziumos zóná"-ja szerint: 30 m tengermélység. Ugyanez az érték Putnok, Iliny, Alsószuha–1 fúrás slírjének egyes szintjeiben: 75 m mélyen volt. A lehetséges képződési mélység alsó határa 120–365 m között ingadozik. Legmélyebbek (365 m) a Sajóvelezd–42 fúrás, és Putnok-Serényfalva, Iliny (300 m).

Így az egyes lelőhelyekről nyert eredményeink egybevágnak (egyik sem „lóg ki" a sorból), vagyis az adatok összesítése és átlagolása jogos volt, a kapott értékeket joggal terjeszthetjük ki a teljes slírfaunára.

Függelék

1. Szécsény K „kis téglagyár"; 1970-ben még működött. (Ma elhagyott, romos) (BÁLDI 1983). Faunája: *Thyasira nysti-flexuosa, Nucula* (3), *Nuculana, Yoldia, Lentipecten corneum denudatum, Pycnodente* (=*Gryphaea*) *cochlear, Cavilucina, Saxolucina, Lucinoma borealis, Macoma elliptica, Tugurium* (= *Xenophora*), *Ficus, Turris, Dentalium, Flabellum*
2. Szécsény DK „nagy téglagyár" (1970-ben és a kilencvenes években is üzemelt). Faunája: *Nucula* (2), *Yoldia, Lentipecten corneum denudatum, Saxolucina, Thyasira* (vara) *ottnangensis, Macoma elliptica, Corbula, Pholadomya, Tugurium* (=*Xenophora*), *Cassidaria, Marginella sturi, Turris, Flabellum, Discotrochus*
3. Putnok, Serényfalva, téglagyár. Agyagos slír. Faunája: *Nucula placentina, Nuculana modesta* (ritka), *Yoldia longa, Lentipecten corneum denudatum, Solemya* (=*Acharax*) *doderleini*?, *Musculus* sp., *Macoma elliptica, Abra stricta, Malletia* sp., *Limopsis* sp., *Bathyarca* sp., *Pecchiolia argentea, Saxolucina bellardi, Bolma* (*Astraea*), *Turritella eryna, Polinices catena, Marginella sturi, Aturia, Bathytoma, Discotrochus*

(=*Cycloseris*), *Flabellum, Brissopsis, Schizaster, Dentalium* (? *kickxi*), *Decapoda* maradványok (ollók, stb.)

4. Alsószuha–1 fúrás faunája („alsó" és „felső" „amussziumos zóna") 62–115 m, 378–633 m: *Nucula* sp. div. (4), *Yoldia, Arcopsis* (=*Acar*), *Bathyarca, Limopsis, Musculus, Lentipecten corneum denudatum* (normál méretű nagy egyedek), *Propeamussium, Chlamys* (apró, sűrű radiális bordázat, ritka), *Cyclocardia scalaris, Lucinoma borealis, Cavilucina, Saxolucina, Thyasira vara ottnangensis, Erycina, Venus, Solemya* (=*Acharax*) *doderleini, Corbula gibba, Laternula* (=*Anatina*), *Pholadomya, Spheniopsis, Bolma* (*Astraea*), *Turritella* (2), *Hinia, Polinices catena, Ficus, Xancus* (= *Turbinella*) *Arcularia* (=*Nassa*), *Ancilla austriaca, Trigonostoma* (=*Cancellaria*), *Scaphander, Roxania, Marginella, Macoma, Bathysiphon, Cycloseris, Flabellum Bryozoa, Brissopsis, Schizaster*
5. Alsószuha–1 fúrás („hiniás-turritelás zóna", BÁLDI & RADÓCZ 1971 adatai) 115–378 m. *Nucula* div. sp. (4), *Nuculana* div. sp. (2), *Yoldia* div. sp. (2), *Musculus, Lentipecten* c. *denudatum* (kicsi egyedek), *Propeamussium, Isocardia, Cavilucina, Saxolucina, Solemya* (=*Acharax*) *doderleini, Corbula gibba, Cuspidaria cuspidata, Turritella* (3) (kis méretű), *Typhis, Hinia* (=*Nassa*)(2), *Bathytoma, Clavus, Aturia, Sepioidea, Flabellum, Macoma, Brissopsis, Schizaster*
6. Varsány, a Tapsoló vonulat, 239 m m.p.-tól NyDNy-ra dűlőút bevágás, a slírbe betelepülő, 20 cm vastag bentonitos réteg felett: *Pycnodonte* (*Gryphaea*) *cochlear, Nucula* sp.
7. Pétervására, mélyfúrások a slírben (*E26, E27*) (BÁLDI & RADÓCZ 1971, p. 143). *Nuculana fragilis, Modiolus dunkeri, Lentipecten corneum denudatum, Propeamussium sp., Palliolum, Astarte* (2), *Lucinoma borealis, Thyasira vara ottnangensis, Corbula gibba, Cuspidaria cuspidata, Bathysiphon, Flabellum, Brissopsis*
8. Iliny D, Szénégető-hegy, 228 m m.p.- tól Ny-ra. *Lentipecten corneum denudatum, Macoma elliptica, Corbula gibba, Dentalium, Polinices* sp., *Turris* sp.
9. Iliny DK, a 201 m m. p. rávezető szekérút bevágása és a Tópatak/Nagy-patak közötti hegyorr alja. Ugyanitt az Iliny–1 (8) fúrás. (BÁLDI 1983, 1986). *Lentipecten corneum denudatum, Macoma elliptica, Malletia* sp., *Tellina* sp., *Corbula, Marginella sturi, Dentalium* sp., *Limopsis* sp., *Propeamussium* sp., *Aturia* sp.
10. Szécsényfelfalu, Nyerges-patak völgye laza, agyagos finom homokkőben: *Lentipecten corneum denudatum, Macoma elliptica, Dentalium sp., Flabellum* sp.
11. Kiskér-puszta, agyaggödör a dűlőút elágazásnál, jelenleg romos épületek közelében. *Lentipecten corneum denudatum, Pecchiolia argentaea, Bolma* (*Astraea*), *Abra, Tellina, Saxolucina*
12. Sajóvelezd–42 fúrás („amussziumos zóna"), 250–515 m között (BÁLDI & RADÓCZ 1971 nyomán). *Nucula* (4), *Nuculana* (2), *Yoldia, Bathyarca, Lentipecten corneum denudatum, Propeamussium* (2), *Cyclocardia scalaris, Cavilucina, Saxolucina, Venerupis, Tellina* (2), *Macoma elliptica, Gastrana, Solemya* (=*Acharax*), *Laternula* (= *Anatina*), *Pholadomya* (2), *Cuspidaria rostrata, Cassidaria, Mitra, Euthriofusus burdigalensis, Trigonostoma* (=*Cancellaria*), *Genota ramosa, Scaphander, Cylichna, Dentalium* (2), *Cadulus, Aturia, Flabellum, Bathysiphon*
13. Dubicsány–31 mélyfúrás. Dubicsány falutól D-re, 500 m-re, a vasút túloldalán. Kéziratos felvétele, leírása RADÓCZ (1982). A molluszka-faunát BÁLDI dolgozta fel 1988-ban. Publikálta BÁLDI & SZTANÓ (2000).

A Szécsényi Slírre diszkordánsan legfelső eggenburgi és alsó-ottnangi terresztrikum (20 m vastag), „alsó riolittufa"; majd az utóbbi fedőjében egyetlen kőszéntelep és a szénfedő rétegsora települ. 131–350 m között a Szécsényi Slír található. 350–520 m között a felső-egribe tartozó, „flabellipectenes kavicsos finom homokkő" foglal helyet. A szelvényben a slír tehát kitölti gyakorlatilag az egész eggenburgit. Az egyedülálló települési és fáciesviszonyok valószínűleg abból adódnak, hogy a fúrás a Darnó vonal övezetében került lemélyítésre.

A Szécsényi Slír tagolódása a fúrás szelvénye és a belőle gyűjtött makrofauna alapján:

131,7–170 m kavicsos slír (felső vagy „amussziumos"), a kavicsok között montmorillonitosodott agyagkavicsok és bentonit klasztok is előfordulnak. *Limopsis* sp., *Lentipecten corneum denudatum, Cyclocardia, Saxolucina Macoma elliptica, Corbula, Bolma* (*Astraea*), *Turritella, Marginella, Turris, Genota, Dentalium,*

170–250 m „kis-amussziumos" slír, *Nucula, Limopsis anomala, Lentipecten corneum denudatum* (apró példányok), *Cyclocardia scalaris, Astarte, Pinna, Macoma, Tellina, Cavilucina, Thracia pubescens, Corbula gibba, Turritella* sp. (kis termetű), *Dentalium, Balanus concavus, Flabellum, Schizaster, Bathysiphon,* bryozoa

250–328 m „amussziumos" slír, *Lentipecten corneum denudatum* (normális méretű), *Cavilucina, Macoma, Polinices, Turricula, Conus*

328–350 m kavicsos slír (*Lentipecten* nem fordul elő). *Nucula mayeri, Macoma, Corbula, Hiatella, Hinia, Conus, Dentalium, Flabellum*

Irodalom – References

BÁLDI T. 1960: A szokolyai középső miocén fauna életföldtana. – *Földtani Közlöny* **90**, 27–47.

BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

BÁLDI, T. 1986: Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.

BÁLDI T. 1997: Az észak-magyarországi alsó-miocén kőzetrétegtani tagolódása. – In: HAAS J. (ed): FÜLÖP József emlékkönyv. Akadémiai Kiadó, Budapest, 215–230.

BÁLDI, T., LESS, Gy. & MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the stage Egerian (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). – *Abh. Geol. B. Anst. Wien,* **56/2**, 653–688.

BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgások a Darnó-zóna tengeri oligo-miocén üledékeiben: a Dubicsány–31 fúrás értékelése. – *Földtani Közlöny* **130**, 673–694.

BÁLDI T. & N. GELLAI Á. 1990: Az esztergomi oligocén medence-töredék süllyedéstörténete. – *Ált. Földtani Szemle* **25**, 119–149.

BÁLDI T. & RADÓCZ Gy. 1971: Die Stratigraphie der Egerien und Eggenburgien Schichten zwischen Bretka und Eger. – *Földtani Közlöny* **101**, 130–159.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Paleobathymetry and paleogeography of the Bakony Eocene basin in W Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology* **88**, 25–52.

BOGSCH L. 1936: Tortonien fauna Nógrádszakálról. - *MÁFI Évk.* **31**, 1–112.

CS. MEZNERICS I. 1954: A kelet-cserháti helvéti és tortonai fauna. – *MÁFI Évk.* **41**, 1–85.

CS. MEZNERICS 1960: Pectinides du neogéne de la Hongrie et leur importance biostratigraphique. – *Mém. Soc. Géol. France (Nouv. Sér.) Mém.* **92/39**, p. 56.

CS. MEZNERICS 1967: Az ipolytarnóci burdigalai fauna. – *Földtani Közlöny* **97**, 177–185.

DANCE, S.P. 1977: Das grosse Buch der Meeresmuscheln. Schenken und Muscheln der Weltmeere. – Stuttgart, Verl. Eugen Ulmer, 304 p.

FATTON F. 1974: De la province biogéograpghique a la population d'apres les Pectinides neogenes et actuel. – Centre d'études et de recherces de pal., Orsay, 1973, contr. N. 3, 213 p.

HERTLEIN, L. G. COX, L. R. & NEWELL, N. D. 1969: Systematic descriptions. Superfamily Pectinacea. – In: MOORE R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6. Bivalvia, 332–383.
KAUFMANN, E. G. 1969: Form, function and Evolution. – In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6. Bivalvia, 129–205.
KNUDSEN, J 1970: The systematics and biology of Abyssal and Hadal Bivalvia. – In: WOLFF, T. (Ed.): *Galathea Report*, Vol. **2**, Danish Sciense Press Ltd, Copenhagen.
LŐRENTHEY I. 1911: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. I. – *Math. Term. Tud. Ért.* **29**, 118–139.
MOORE, R. C. 1969: Treatise on Invertebrate Paleontology. – Part N., 869 p.
RÖGL, F. & STEININGER, F. 1970: Miogypsina (Miogypsionoides) formosensis Yabe et Hanzawa 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien–Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – *Mitt. Geol. Ges.* **62**, 46–54.
SZTANÓ, O. & BOER, P. L.1995: Amplification of tidal motions in the Early Miocene North Hungarian Bay. – *Sedimentology* **42/4**, 665–682

Kézirat beérkezett: 2003. 02. 19.

Földtani Közlöny 133/4, 515–534 (2003) Budapest

A Körös-medence pleisztocén képződményeinek fáciesvizsgálata és őskörnyezeti rekonstrukciója

Depositional facies and palaeogeographic reconstruction of Pleistocene deposits in the Körös Basin

JUHÁSZ Györgyi[1]

(11 ábra)

Tárgyszavak: pleisztocén, syedimentológia, alluviális, fáciesek, ősföldrajz
Keywords: Pleistocene, sedimentology, alluvial facies, palaeogeography

Abstract

As the first step in basin-wide investigations, a sedimentological study was carried out in the Pleistocene alluvial sediments of the Körös Basin based mainly on the data of water-prospecting wells. Large-scale depositional facies were identified by the analysis of the well-log response with the help of three continuously cored wells. In the fluvial–alluvial sedimentary succession 4 characteristic facies associations were differentiated. These overlie each other in an order forming fining-upward fluvial cycles in some areas. In the course of basin-scale facies mapping, at least three different fluvial systems were recognized. The sandy facies zones pinpoint the earlier channel belts or alluvial ridges in the N, W, and S part of the study area (palaeo-Tisza, palaeo-Körös and their confluence), while in the eastern side the distal part of an alluvial fan appears with sheet-flood sediments. In the central and thickest part of the basin a wide wetland zone existed during most of the Pleistocene times.

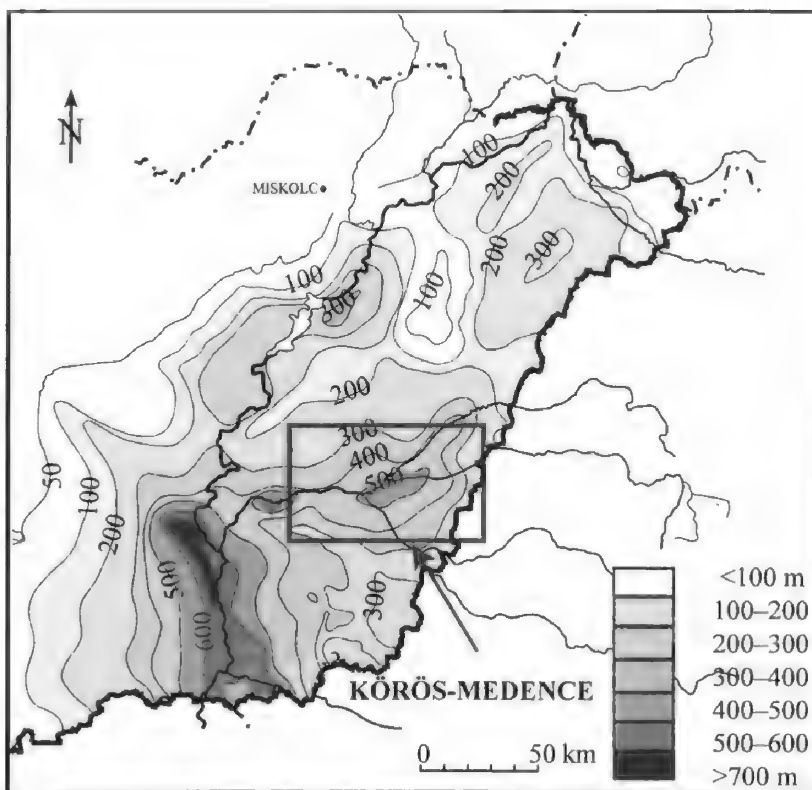
Összefoglalás

A szerző egy medenceméretű vizsgálatsor első lépéseként szedimentológiai feldolgozást végzett a Körös-medencében, elsősorban a medencebeli vízkutató fúrások adatainak értékelésével. Azonosította a karotázs szelvények felbontásával követhető, nagyléptékű üledékes fácieseket, melyek egymáshoz kapcsolódási formáiból négyféle fáciesasszociációt különített el. Az egyes fácies asszociációk bizonyos rendszer szerint jellegzetes vertikális rétegsort alkotva egymásra is települhetnek, felfelé finomodó üledékes ciklusokat alkotva. Litofácies eloszlási térképen ábrázolta az általános kvarter kifejlődési típusokat a medencében. A szedimentológiai értelmezés nyomán a litofácies térkép alapján legalább három különböző folyóvízi rendszer különíthető el. A homokos litofácies zónák a mederövek tengelyét jelölik ki. A déli és északi mederöv két különböző folyóvízi rendszert jelöl (Ős-Tisza és Ős-Körös?), míg a nyugati mederöv ezek valamelyikének folytatása, ill. az összefolyásukat jelentheti. A harmadik alluviális rendszert a medence keleti részén sikerült azonosítani, amely egy alluviális hordalékkúp disztális részét képviseli. A medence központi részén kiterjedt lápi–mocsári környezet valószínűsíthető a kvarter nagy részében, csak az utolsó harmadában jelent meg itt a Sebes-Körös őse, amely a rétegsor legfelső részének lerakódásában játszott szerepet.

Bevezetés

A Körös-medence a Körösök és a Berettyó vidékén helyezkedik el, amelyben a kvarter fluviális rétegsor vastagsága elérheti az 500 m-t is (*1. ábra*, RÓNAI & FRANYÓ 1992). Ilyen nagy vastagságú negyedidőszaki folyóvízi üledéksor tanulmányo-

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.



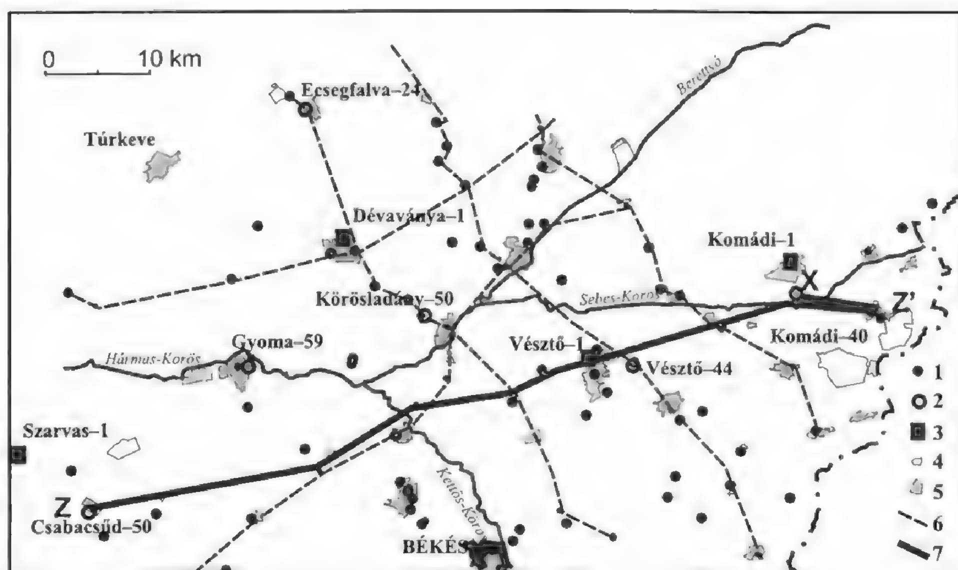
1. ábra. Helyszínrajz és a kvarter képződmények vastagságtérképe az Alföldön (RÓNAI & FRANYÓ 1992 nyomán)

Fig. 1 Location of the study area and isopach map of the Quaternary (after RÓNAI *&* FRANYÓ *1992)*

zása szedimentológiai szempontból is rendkívül érdekes feladat, amelyet a különböző mélységet elért vízkutató és szénhidrogénkutató mélyfúrások sűrűsége tesz lehetővé a medencében. Jelen tanulmány elsősorban az előbbiek feldolgozására épül, hiszen csaknem 60 vízkutató fúrás rétegsorát használta fel a vizsgált területen (2. *ábra*).

A medencebeli rétegsorok a korábbi vizsgálatok alapján a teljes kvartert képviselik, legalábbis ciklusszinten folyamatos volt az üledékképződés a negyedidőszak során (RÓNAI 1985, MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982, NÁDOR et al. 2000). A rétegek megőrződését a medence jelentős és a pliocén óta szinte folyamatos süllyedése segítette elő. A Körös-medence gyakorlatilag két neogén süllyedék, a Derecskei-árok és a Békési-medence területén, nagyjából azok fölött helyezkedik el. A feltöltődés folyamán a térszín nagy vonalakban kiegyenlítődött, az egymáshoz közel elhelyezkedő medencerészek összeolvadtak, és ma egy medenceként jelenik meg a vastagságtérképen.

Jelen tanulmány első lépése egy medenceméretű feldolgozásnak, amely elsősorban a vízkutató fúrások adataira, karotázsszelvényeinek értékelésére épül, figyelembe véve a néhány folyamatos maggal fúrt MÁFI alapfúrás eredményeit



2. *ábra.* A Körös-medencében bemutatott fúrások és szelvények helyszínrajza. 1. vízkutató fúrás, 2. bemutatott fúrás, 3. alapfúrás, 4. halastó, 5. település, 6. vizsgált szelvény, 7. bemutatott szelvény

Fig. 2 Location of the cited wells and geologic profiles. 1 water prospecting well, 2 cited well, 3 well with continuous cores, 4 pond, 5 village, 6 studied profile, 7 cited profile

is. Ezen tanulmány célja, hogy áttekintést nyújtsunk a terület kvarter rétegsorának szedimentológiai felépítéséről, a felismerhető fáciesekről és fácies asszociációkról, valamint ezek térbeli elterjedéséről a medencében.

A Körös-medence kvarter kutatásának áttekintése

A medencebeli kvarter képződmények vizsgálatával érdemben URBANCSEK kezdett foglalkozni a 60-as években, miután rendszeressé váltak a karotázsmérések a fúrásokban. Ismeretei összegzéseként az egyes medencerészekről regionális jellemzést készített a Kútkataszter VII. kötetében, valamint több vastagságtérkép is készült szerkesztésében (URBANCSEK 1963, 1977).

A Magyar Állami Földtani Intézetben RÓNAI A. vezetésével indult átfogó térképezési program, amelynek keretében 35 db végig magvételes fúrás mélyült. Paleomágneses mérést két fúrásban végeztek, amelynek nyomán nyilvánvalóvá vált, hogy a DK-Alföldön folyamatos üledékképződés eredményeként a teljes kvartert képviselő rétegsor rakódott le. A kvarter-pliocén határt a határozott üledéktípus váltás miatt a Matuyama-Gauss térátfordulásnál fellépő cikluskezdettel azonosították, valamint szintézis készült a kvarter tektonikai eseményeiről. RÓNAI A. munkásságának eredményeit monográfiájában foglalta össze (RÓNAI 1972, 1985; COOKE et al. 1979).

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ (1982) a Körös-medencében a Szarvas–Komádi szelvény mentén elkészítette a négy alapfúrás részletes palinológiai rétegtani beosztását. Paleomágneses szelvényezéssel kombinált palinológiai vizsgálatok során 11

klímaciklust különített el, és megállapította, hogy a folyamatos kvarter rétegsorban a cikluskezdő durvább rétegek a glaciálisokban, míg a felettük települő finomszemcsés szakaszok az interglaciálisokban képződtek.

Franyó ciklusossági vizsgálatokat végzett, amelynek során 5–7 db nagyobb és tíz kisebb ciklust különített el a DK-Alföldön. Kvarter térképezési munkája során vastagság és kifejlődés térképeket szerkesztett, amelyek 200 000-es változata kéziratban maradt (FRANYÓ 1977, RÓNAI & FRANYÓ 1989).

MOLNÁR B. egyrészt nehézásvány-, másrészt ciklusossági vizsgálatokat végzett az Alföldön. A kvarter rétegsorban 4 nagy 150–180 m vastag ciklust különített el, amelyek képződését tektonikai okokra vezette vissza (MOLNÁR 1972, 1973).

KORDOS L. (1979) tekintélyes irodalmi anyag feldolgozása alapján összegezte a magyarországi paleoklimatológiai kutatásokban elért eredményeket. MIKE (1991) áttekintette és bőséges adatokkal alátámasztva felvázolta a magyarországi folyók ősvízrajzát. A Körös-medencebeli kvarter rétegsorról litológiai szelvényeket, valamint felszíni vízrajzi térképeket közölte, különböző típusú ősmedrekkel.

JÁMBOR (1998) összefoglaló munkájában jó áttekintést adott a hazai kvarter képződmények kutatástörténetéről, felépítéséről, valamint a pliocén–kvarter határkérdésről a mélymedencék területén. A ciklusos felépítés bemutatására és bizonyítására a Dévaványa D–1 fúrásban hat cikluskezdő homokréteget jelölte ki.

A közelmúltban NÁDOR és munkatársai a Körös-medence folyamatos kvarter magfúrásainak különböző vizsgálati eredményeit (mágneses szuszceptibilitás, szemcsevizsgálatok stb.) összevetették a tengeri oxigénizotóp görbével, amely jó korrelációt mutatott, és ezzel a rétegsor ciklusszintű folyamatosságát bizonyították (NÁDOR et al. 2000, NÁDOR et al. in press). A Körös-medence kvarter üledéksora nehézásvány és tektonikai vizsgálatának összevetésével a lehordási terültek változásaira következtettek a kvarter során (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000; THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002).

Szedimentológiai értékelés

A Körös-medence vizsgált fluviális kvarter rétegsorának szedimentológiai felépítése meglehetősen változatos. Komplexitására jellemző, hogy mind vertikálisan, mind horizontálisan megfigyelhetők tendenciák az üledékösszletben. Mivel jelen tanulmány elsősorban a vízkutató fúrások karotázsszelvényeinek értékelésére épül, ezért nagyléptékű üledékes fáciesek, valójában „elektrofáciesek” azonosítására nyílt lehetőségünk, amelyek vastagsága egyenként 3–30 m között változik. Az azonosított fáciesek jellegzetes fácies asszociációkba tömörülnek a medence bizonyos részein, amelyek vastagsága 30–100 m lehet. Bizonyos területeken az egyes fácies asszociációk vertikálisan üledékes ciklusokat alkotnak. Az alábbiakban az azonosított üledékes fáciesek, fácies asszociációk és üledékes ciklusok jellemzőit tekintjük át néhány jellemző példán keresztül.

Terminológia és módszerek

A litológiára érzékeny karotázsszelvények vertikálisan nagyléptékű azonosításra adnak lehetőséget, amely az időbeliséget, a vertikális trendeket jobban követhetővé teszi, mint az egy több 100 m vastag rétegsor részletes tanulmá-

nyozása során magokon lehetséges. Ugyanakkor nem látjuk az üledékszerkezeti jegyeket, a réteglapok, határfelületek jellegét, a belső felépítést, a geometriát, és még sok bélyeget, ami nagyon fontos lenne a litofáciesek pontos jellemzéséhez. Éppen ezért a rétegsorok leíró jellegű tanulmányozása, a litofáciesek elemzése ez esetben csak a homok, aleurit, agyag stb. megkülönböztetésére szorítkozna, amelyekből még pontosítani sem tudunk teljes bizonyossággal, hogy finom, avagy középszemcsés homokból áll az üledékanyag. A szelvényalakelemzés azonban relatív értelmezésre ad lehetőséget, ahol a finomodó-durvuló tendenciák rendkívül szembetűnőek, így a vertikális rétegsorok változásából mind üledékes fáciesekre, mind fejlődéstörténeti vonatkozásokra lehet következtetni. Ez azonban csak abban az esetben használható módszer, ha kalibrálni tudtuk a fúrások rétegsorát maganyagokból készült vizsgálatokkal, tehát az alapvető üledékes környezet meghatározott.

Folyóvízi környezetek ősföldrajzi értelmezésére nagy számú átfogó munka készült (GIBBARD 1988, TÖRNQVIST 1993, MARRIOTT & ALEXANDER 1999, MAKASKE 2001, BERENDSEN & STOUTHAMMER 2001, MADDY et al. 2001, HORNUNG & AIGNER 2002 a, b). Komoly szakirodalmi háttere van ma már a karotázs szelvényalakelemzés módszerének (PIRSON 1970, SERRA 1985), de a fáciesmodellekkel foglalkozó szedimentológiai alapirodalom nagy alakjai is foglalkoztak a szelvények használatának lehetőségeivel (GALLOWAY & HOBDAY 1983, READING 1986, WALKER 1986, MIALL 1996), valamint több ezer megjelent cikk hivatkozik rá.

Így ebben a munkában is megpróbáltam üledékes fácieseket elkülöníteni a litofáciesek helyett, ahol arra mód nyílott. A vékony, (1-3 m vastagságú) jellegzetes szelvényképpel nem rendelkező képződmények esetében azonban megmaradt a litofácies, vagyis valójában litológiai értelmezés. Bár a cikkben bemutatott fúrásszelvények vízkutató fúrásokat képviselnek, többségük lehetőség szerint valamelyik végig magvételes alapfúrás közelében helyezkedik el (l. Déva, Vésztő, Komádi fúrások, 2. *ábra*). A jellegzetes fácieszónák e fúrásokon keresztül kerülnek bemutatásra.

Üledékes fáciesek

A karotázsszelvények értelmezése alapján a következő üledékes fácieseket, ill. környezeti elemeket különítettük el a medencében: különböző mederkitöltés típusok, övzátony üledékek, vastag homokpados áradási lepel üledékek, ártéri képződmények, valamint vékonyabb aleuritos - finom homokos üledékes testek. Az eolikus üledékek karotázsszelvények alapján sajnos nem határozhatók meg, ezért azonosításukra nem nyílt lehetőségünk, ezeket is az előző csoport foglalja magában.

Mederkitöltő üledékek

A mederkitöltő üledékeknek jellegzetes görbealakjuk van a karotázsszelvényeken. A mederkitöltés fáciesek éles alsó határa jelzi az ártéri üledékekbe történő bevágódást, míg a görbealak közel hengeres alakú, néha felfelé finomodó tendenciát mutat, fogazott, vagy fogazatlan, attól függően, hogy a medret közepén avagy szélén találta el a fúrás és mennyire közberétegzett finomabb szemcsés üledékekkel. A medrek ugyanakkor nagy változatosságot mutatnak a

vastagságuk, ill. a görbék lefutása tekintetében. Sajnos a ősmedrek geometriája (szélesség–mélység arány), ill. a folyók jellege (meanderező, fonatos, ágazatos) nehezen határozható meg mélyföldtani módszerekkel. A fúrások közötti korreláció az egyes homokkőtestek szintjén teljesen bizonytalan, a folyóvízi környezetekben jellemző laterális fáciesváltozékonyság következtében. Itt az adott fúrássűrűség alapján azonban a mederöv szélességére tudunk következtetni.

A karotázsszelvényeken elsősorban a mederüledékek vertikális változásait tudtuk követni, amely alapján több medertípus határozottan elkülöníthető volt. Az egyik típust a 3. *ábra* I/a típusa szemlélteti egy ecsegfalvi példán. Az üledéksort itt egymásra rakódott medersorozatok alkotják. Az egyes mederkitöltés sorozatok 15–20 m vastagságúak, éles alsó határ jellemzi őket, a közel hengert formázó görbealak felső részén egészen enyhe felfelé finomodás látható. A finomszemcsés üledékek részaránya jelentéktelen, az egyes medrek között csak vékony ártéri üledéksor található, vagy a medrek közvetlenül egymásba vágódtak.

Másik medertípus látható a 3. *ábra* I/b típusán egy csabacsűdi fúrás példáján. A mederkitöltések itt is sűrűn egymás fölött települnek, és a finomszemcsés üledékek részaránya szintén kicsi. Az egyes homokkőtestek vastagsága azonban kisebb, és fölfelé erősen csökkenő szemcseméret jellemző, hogy a medrek felfelé fokozatosan övzátonyba mennek át, sőt egyes homoktestek teljes egészében övzátony üledékeket képviselnek. Ez szinte teljes bizonyossággal meanderező folyó jelenlétét jelzi számunkra.

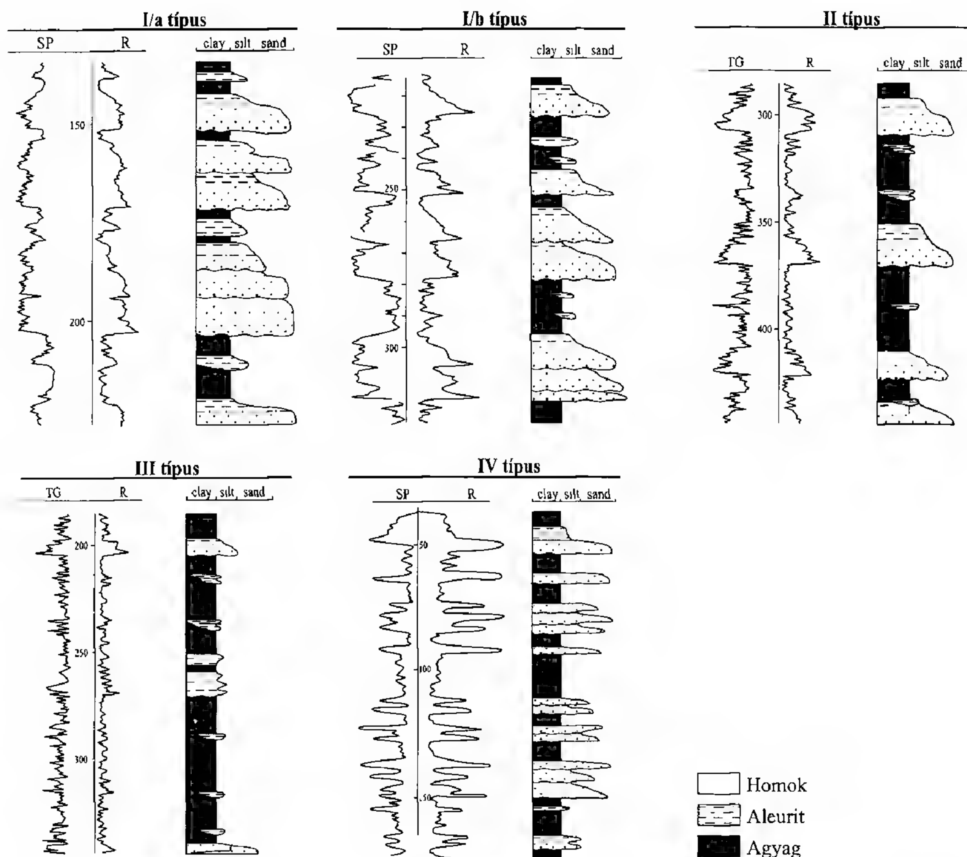
Az ártéri rétegsorba települve vékonyabb-vastagabb magányos medreket találunk, amelyek lehetnek felfelé finomodóak, de néha hengeres szelvényalakkal is találkozunk. Vastagságuk 3–10 m között változik (3. *ábra*, II. típus). Ez a leggyakoribb medertípus a vizsgált Körös-medencebeli kvarter rétersorban.

Övzátony üledékek

Az övzátonyok a meanderező medrekhez kapcsolódnak. A folyómeder oldalirányú bevágódása és migrációja következtében, mivel a meder egyre távolodik, felfelé finomodó rétegsor jellemzi. Ez markánsan jelentkezik a karotázs szelvényképen is, a felfelé finomodás jól látható a karácsonyfához hasonló görbealakon, amelynek időnként az „ágai" is látszanak. Az övzátony fácies igen gyakori a rétegsorokban, helyenként vastagabb mederkitöltés rétegsor fölött jelenik meg közvetlenül, másutt önállóan jelentkezik, a vékony medertalpi üledékekre települve (3 *ábra*, I/b típus). Vastagságuk néhány métertől 10 m-ig terjed.

Vastag homokkőpados áradási lepel- (sheetflood) üledékek

Ebben a fáciesben vékonyabb-vastagabb (2–5 m) finom- és középszemcsés homokrétegek váltakoznak sűrűn agyagos-aleuritos ártéri rétegekkel. A karotázs szelvényalak rendkívül fogazott, egy homokkőtesten belül jellegzetes általános tendencia nélkül, pontosabban az egyes rétegek vastagsága és a karotázsszelvények felbontóképessége nem engedi meg, hogy tendenciákat figyeljünk meg rajtuk. Első közelítésben egy speciális medertípusnak tételeztük fel ezt a fáciest, de a rétegek térbeli megjelenése és elterjedése, valamint csomagokba



3. ábra. Jellemző fácies asszociációk. I. típus: Egymásra települt mederüledékek, a/: inkább fonatos, ill. átmeneti medertípus egy ecsegfalvi fúrás rétegsorában, és b/: meanderező medertípus övzátonyokkal egy csabacsűdi fúrás példáján, II. típus: Általános folyóvízi rétegsor, amelyben a proximális árteret időről időre átjárták a folyók, egy dévaványai fúrás példáján. III. típus: Ártéri medence rétegsora, amely disztális ártéri és lápi, esetleg sekély tavi üledékeket foglal magában. IV. típus: Áradási homokleplek disztális hordalékkúpon váltakoznak ártéri üledékekkel egy komádi fúrásban

Fig. 3 The identified characteristic facies associations. Type I: Superimposed, multistory channel belt sands, a: supposedly braided or transitional fluvial style, b: supposedly meandering fluvial style. Type II: Floodplain with thick discrete channel fill sand bodies (proximal floodplain). Type III: Basin plain muds and clays, including the sediments of the distal floodplain, wetland and sometimes possibly small shallow lakes. Type IV: Sandy sheet-flood sediments on a distal fan alternate with floodplain muds

rendeződése következtében végül vastag homokkőpados áradási lepel üledékeknek értelmeztük őket (amely az angol nevezéktanban „sandy sheet-flood" néven szerepel), amelyek egy alluviális hordalékkúp disztális részén rakódtak le (*3. ábra,* IV. típus). Egyes homokkőtestek értelmezhetők vékonyabb folyómederként is, amelyek nyilvánvalóan előfordulnak a rétegsorban, de feltehetően a homokkőrétegeknek nagyobb része nagy áradások következtében, azok termékeként ülepedett le. Vastagabb rétegsor vizsgálata során jól megfigyelhető az egész hordalékkúp rendszer előre, illetve hátralépése, ezzel felfelé dur-

vuló, és finomodó tendenciákat kialakítva. Ezen képződmények csak a vizsgált terület keleti részén jelennek meg, amelyről a későbbiekben még több szó esik.

Ártéri üledékek

A fáciesvizsgálatok alapján aKörös-medence már a múltban is rendkívül sík terület volt, amelyet több folyó szelt át. Az ártéri finomszemcsés üledékek részaránya a legnagyobb az átlagos kvarter rétegsorban, de ez területenként rendkívül változó lehet. A morfológiai adottságok, valamint a környezet miatt több folyó érte el a területet, amelyek ártere összeért, és az év nagy részében vízzel borított volt, lápok, mocsarak (habár ez utóbbit lignites üledékek nem támasztják alá, csak mélylápi huminitpelites agyagok kerültek eddig elő a hazai pleisztocénből – JÁMBOR Á. szóbeli közlés), és kis tavak jellemezték, vagyis egy ártéri medence alakult ki, nem csupán egyszerű ártéri környezet. A vízzel borítottság a folyók éves vízjárásával, de a nagyobb periódusú talajvízjárással, ill. éghajlatváltozásokkal is összefüggött. Az állandóan vízzel borított terület nagyságát a folyószabályozás előtti országos vízrajzi térkép tanúsítja az 1800-as évekből (1938).

Az ártéri üledékeket agyag és aleuritrétegek sűrű váltakozása jellemzi, az erősen fogazott szelvénykép sűrű rétegzettségre utal (3. *ábra*, III. típus). Az ártér proximális részén, vagyis a mederövhöz közeli területeken leggyakoribb a vastagabb homokrétegek, medrek, övzátonyok betelepülése a rétegsorban, amely a nagyobb, újabb mederkomplexumok megjelenését, mederáthelyeződések (avulzió) nyomát jelzi. A mederövektől távolodva a homoktestek vastagsága és száma csökken az ártéri rétegsorban. Ezek árvízi hordaléklebenyeket és vékonyabb lepleket képviselnek, míg a medence középső részén elsősorban ártéri, lápi üledékek alkotják a kvarter rétegsort.

Vékonyabb aleuritos–finomhomokos üledékes testek

Az ártéri rétegsorban elszórtan, minden tendencia nélkül találhatók vékonyabb, 1–2 m vastag aleuritos–finomhomokos rétegek, amelyek a karotázsszelvényen – azok felbontása miatt – csak egy jellegtelen kiugrással jelennek meg. Ezen rétegek fáciese a legkülönfélébb lehet, pl. természetes töltés, gátszakadás (vagyis árvízi hordaléklebeny, vagy „crevasse splay") üledékek, áthalmozott áradási leplek, ill. viharüledékek, de a lösz megjelenése is gyakori lehet a rétegsorban. Előfordulhat az is, hogy a vékony homokkőtest mederüledéket képvisel, amely fölött a lefűződés nyomán morotvató agyagos üledéke jelenik meg. Sokféle lehetőség nyílik tehát e vékony, 0,5–1 m vastag homokok értelmezésére, éppen ezért tartózkodunk tőle, hogy konkrét üledékes fácies elnevezéssel illessük őket.

Fácies asszociációk

Az egyes azonosított fáciesek vertikálisan különböző formában kapcsolódnak egymáshoz, ez alapján különböző fácies asszociációkat különböztettünk meg. Ezen fácies asszociációk jellegzetes karotázs szelvényképpel különíthetők el, vastagságuk általában 30–100 m között változhat.

I. típusú fáciesasszociáció: Egyes területeken a mederüledékek szuperponálódnak, sűrűn egymásra rakódnak, sőt egymásba vágódnak, ezzel jellegzetes fácies asszociációt alkotva. A mederövek belső részén jellemző ez a rétegsor, amelyet a *3. ábra*, I/a–b típusok szemléltetnek. A *3. ábra* I/b típusán a sűrűn egymás fölött települő medrekkel jellemzett homoktesteket erőteljes felfelé finomodó tendencia jellemzi, tehát itt sok az övzátony üledék a rétegsorban, amely a meanderező folyótípus sajátossága.

II. típusú fáciesasszociáció: Másutt a mederövi és ártéri üledékek váltakoznak, tehát az egyedülálló homoktestek különböző vastagságú ártéri üledéksorokkal felváltva követik egymást (*3. ábra* II. típus). A homoktestek vastagsága és gyakorisága attól függ, milyen messze van a mederöv zónája, vagyis hogy milyen gyakran járt erre a folyó. Itt a homokok nem csak medrek, hanem övzátony és gátszakadás (áradási homoklebeny) üledéktestek is lehetnek. A II. típusú fáciesasszociáció megjelenése elsősorban a mederöv külső részén és a proximális ártéren jellemző, de ez a legáltalánosabb elterjedésű a vizsgált Körös-medencében.

III. típusú fáciesasszociáció: A medence jelentős, központi részén vastag ártéri rétegsor található, amelyben az agyagos-aleuritos rétegsorba csak ritkán iktatódik egy-két vékony, (esetleg árvízi lepel, ritkán meder fáciesű) homoktest (*3/III. ábra*).

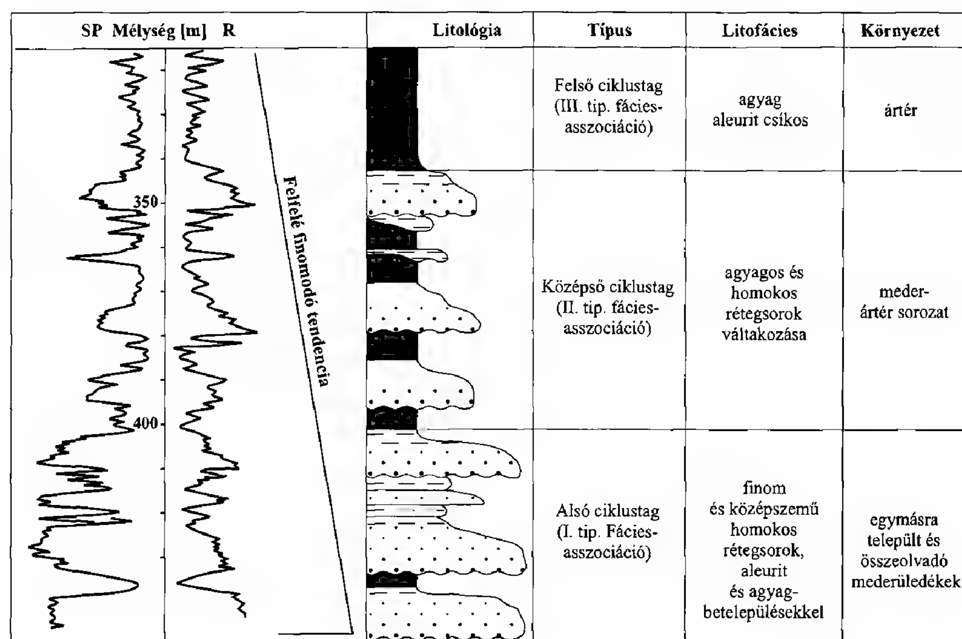
IV. típusú fáciesasszociáció: Végül jellegzetes fáciesasszociáció jellemzi a kvarter rétegsort a medence K-i részén jelentős (20–300 m) vastagságban, amelyben alluviális hordalékkúphoz kapcsolódó, annak disztális részén kialakuló, vastagpados áradási homokkőleplek, homoktestek sűrűn összefogazódnak az ártéri, ill. lápi-mocsári rétegsorokkal (*3/IV. ábra*).

Az itt jellemzett fáciesasszociációk térbeli elterjedése a medencében, mint azt leírásukban is említettük, változó tendenciát mutat mind vertikálisan, mind laterálisan. A következő fejezetekben részletesebben kitérünk erre a kérdéskörre.

Üledékes ciklusok

A fent tárgyalt fácies asszociációk bizonyos rendszer szerint jellegzetes vertikális rétegsort alkotva egymásra is települhetnek, elsősorban a mederövben, ill. az ártér proximális, vagyis a mederövhöz közeli részén. Tehát a Körös-medencében nemcsak térben, hanem időben is tendenciózusan változó folyóvízi rétegsorokat találunk. Az egymás fölött települő fáciesek, fáciessorok felfelé finomodó üledékes ciklusokat alkotnak, amelyek ideális kifejlődése a *4. ábrán* látható.

A *ciklus legalsó tagja* az egymásra rakódott, vagy egymásba vágódott medrekből álló fáciesasszociáció (I. típusú fáciesasszociáció vagy alsó ciklustag). Az egyes mederkitöltés üledéktestek közé csak vékony finomszemcsés ártéri üledék települt. Karotázsszelvényen éles, eróziós bázissal, ill. alig fogazott, henger alakú görbealakkal rendelkeznek. Az egyes homokrétegekben nem jelentkezik határozott felfelé történő finomodás. Vastagsága elérheti az 50 m-t, de ez a legalsó egység a mederövtől távolodva kivékonyodik, akár hiányozhat is.



4. ábra. Ideális üledékes ciklus a Csabacsűd–50 fúrás pleisztocén rétegsorában

Fig. 4 Ideal depositional cycle in the pleistocene succession of a well (Csabacsűd–50). Legend: see on Fig.3

A *középső ciklustag* homokos meder-, ill. agyagos–aleuritos ártéri üledékek közel egyenletes váltakozásából áll (II. típusú fáciesasszociáció). Vastagsága változó. A közbefogazódó különálló homoktestek vastagsága 2–10 m között változik. A szemcseméret már finomabb, mint a cikluskezdő mederüledékeké, az egyes homoktestek többnyire felfelé finomodnak, tehát meanderező folyók üledékei, valamint kisebb vastagságú gátszakadás és áradási üledékek is előfordulnak a rétegsorban. Az agyagos-aleuritos üledékek részaránya felfelé növekszik, tehát enyhén felfelé finomodó tendencia jellemző.

A *legfelső ciklustag*ot elsősorban ártéri agyagok, és sűrűn közberétegződő aleuritrétegek építik fel (III. típusú fáciesasszociáció). Helyenként vékony (1–2 m) homoktestek települnek a rétegsorba, melyek fáciese változó lehet. A cikluszáró tag vastagsága 30–50 m között változik. Míg a mederövben ez a cikluszáró tag a következő cikluskezdő üledékek bevágódása következtében erodálódhatott, tehát akár teljesen hiányozhat is, addig az ártér disztális részén, az ártéri medencében kivastagszik, és a rétegsor nagy részét ez a cikluszáró tag alkotja, 50–80 m vastagságot is elérve. Az üledékes ciklus legfelső tagja az alluviális síkság aggradáló üledéksorát képviseli.

A bemutatott ideális üledékes ciklus rendkívül változatos formában jelenik meg a vizsgált medencebeli rétegsorokban, attól függően, mely alluviális alkörnyezetben ülepedett le az üledék. A mederövben a ciklus legfelső, esetleg középső tagja is erodálódhatott, esetleg ki sem fejlődött, míg attól távolodva fokozatosan csökken a cikluskezdő tag vastagsága, esetleg ebben a formájában

teljesen elmarad, és az ártéri medence területén már mindössze egyetlen homoktest képviseli a ciklus alsó és középső tagját, nagyon ritkán azonban ez is elmarad.

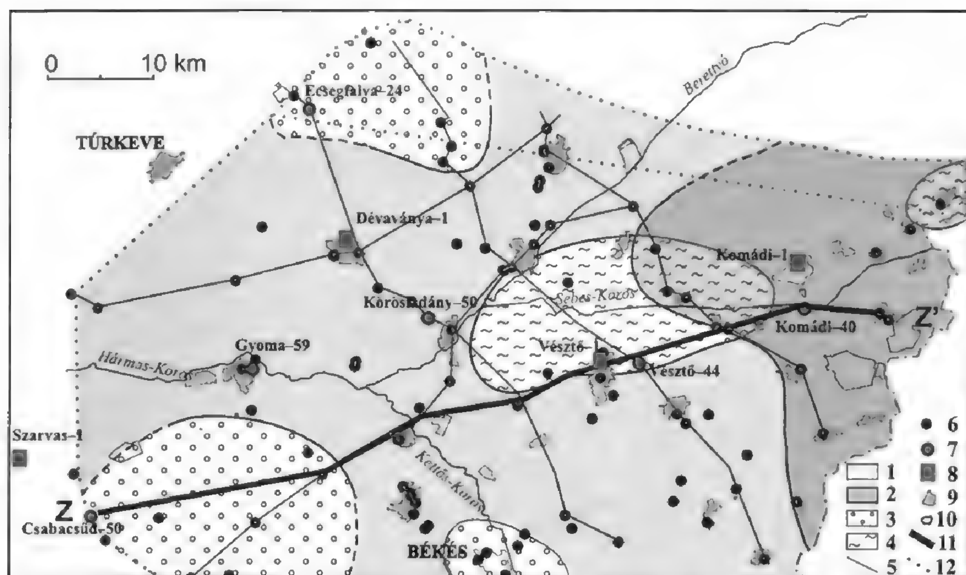
A Körös-medence vizsgált kvarter üledéksorában több ilyen üledékciklus azonosítható egymás fölött. A nagyobb léptékű ciklusokon belül, amelyek térben jól korrelálhatók, helyenként kisebb ciklusok is felismerhetők, ezek térbeli követhetősége azonban korlátozott.

A kvarter képződmények litofácies eloszlása a Körös-medencében

Egy medenceméretű terület általános fáciestérképének megrajzolásakor figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a folyóvízi környezetben leülepedett képződmények mind térben, mind időben nagyon nagy változatosságot mutatnak. A vizsgált Körös-medencében is különböző tendenciák figyelhetők meg úgy vertikálisan, mint horizontálisan. Mindemellett szükséges egy általános litofácies térkép megszerkesztése az egész kvarterre nézve, amely iránymutató lehet a további vizsgálatok során, mint ahogyan azt már a fácies asszocációk, és üledékes ciklusok jellemzésekor is láthattuk. Természetesen a fáciestérképek időszeletenként történő megrajzolása sokkal pontosabb képet nyújtana a terület ősföldrajzi képének megismeréséhez, ehhez azonban szükséges egy általános modell felállítása, amely segítséget nyújt majd a kvarter időszakon belüli időszintek meghatározására és a korreláció elvégzésére.

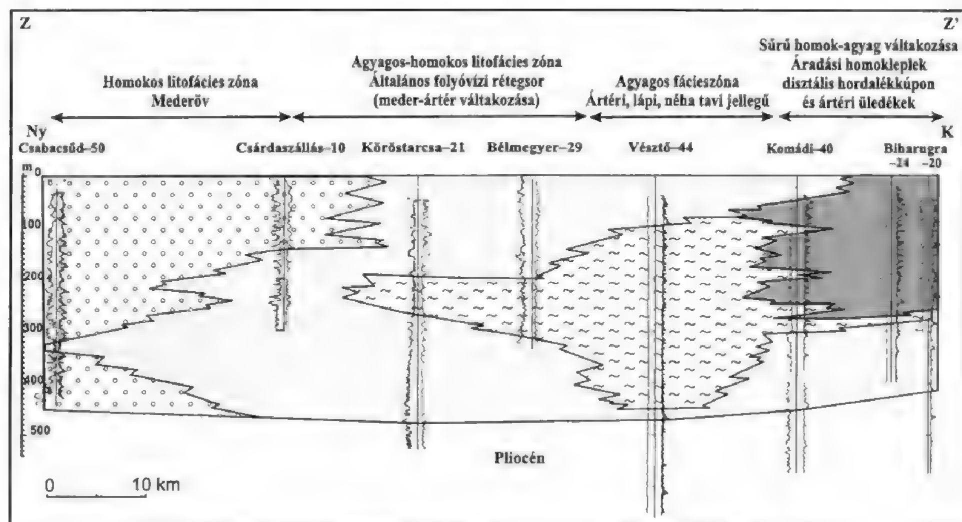
Ezért a Körös-medence területén a kvarter litofáciesek térbeli eloszlását térképen próbáltuk meg ábrázolni. Mivel vertikális trendek is megfigyelhetők a rétegsorokban, ezért pl. a homokos fácies nem feltétlenül jelenti azt, hogy ott csak homokos üledékek találhatóak, csupán azt, hogy ezen a területen a homokos mederüledékek részaránya sokkal nagyobb, mint másutt. A medencében 4 litofácies zónát különítettünk el, ezek a következők: homokos litofácies zóna, agyagos–homokos (általános fluviális) litofácies zóna, agyagos fácies zóna és egy sűrű homok–agyag váltakozással jellemzett litofácies zóna. A litofácies zónák határa természetesen nem éles, fokozatosan mennek át egymásba, sőt egymásba is fogazódnak a vastagabb homokos és agyagos üledéksorok. Ezt a térképet tehát leíró ábrázolásnak kell tekinteni, amely azonban ősföldrajzi értelmezést kap (*5. ábra*). Jobban szemlélteti a fáciesövek térbeli elterjedését valamint azok időbeli eltolódását a területen közel Ny–K-i irányban megrajzolt földtani szelvény, amely átszeli a különböző típusú zónákat (*6. ábra*).

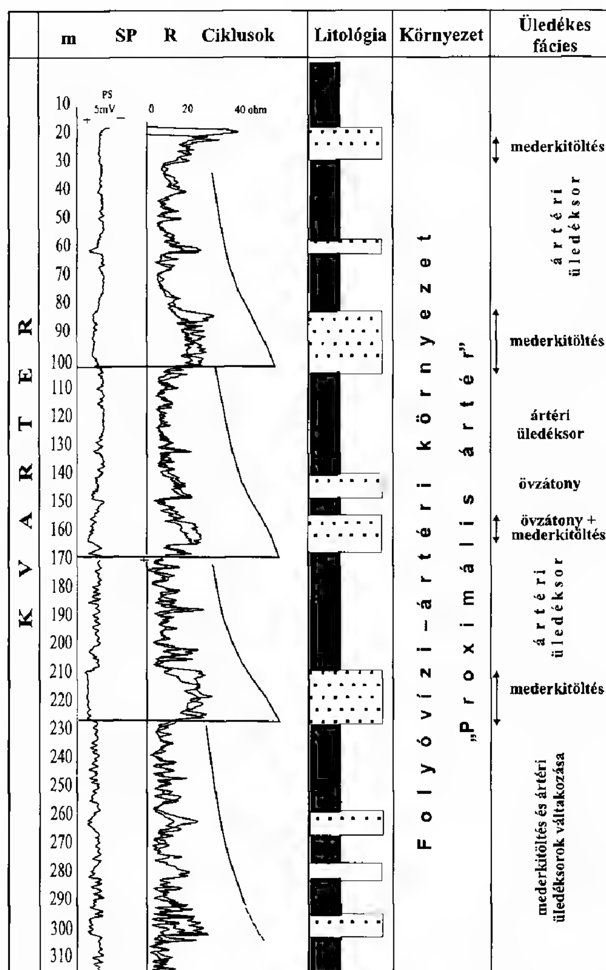
A medence legnagyobb részén jellemző az *agyagos–homokos litofácies zóna,* amely általános fluviális rétegsorokat tartalmaz. Ez valójában a II. típusú fáciesasszociáció üledékeit foglalja magában, de a zónák időbeli eltolódása következtében előfordulhat kisebb vastagságban I. és III. típus is. Ezen a területen elsősorban a proximális ártér és mederöv peremének üledékei találhatóak, a mederövektől távolodva egyre kevesebb az ártéri rétegsorokba iktatódó mederhomokok száma és vastagsága, és lassanként megjelennek a disztális ártéri



5. *ábra*. Litofácies eloszlási zónák a Körös-medencében. A határok fokozatosak, az egyes zónák összefogazódnak egymással, és vertikálisan változnak a rétegsorok. 1. agyagos–homokos litofácies zóna – általános folyóvízi rétegsorok, amelyben a proximális árteret időről időre átjárták a folyók, 2. sűrű homok–agyag váltakozással jellemzett litofácies zóna – áradási homokleplek disztális hordalékkúpon váltakoznak ártéri üledékekkel, 3. homokos litofácies zóna – mederöv zónája, 4. agyagos litofácies zóna – ártéri medence rétegsora, amely disztális ártéri és lápi, esetleg sekély tavi üledékeket foglal magában, 5. vizsgált szelvény, 6. vízkutató fúrás, 7. bemutatott fúrás, 8. alapfúrás, 9. település, 10. halastó, 11. bemutatott szelvény, 12. a vizsgált terület határa

Fig. 5 Lithofacies distribution zones in the Körös Basin. The boundaries are gradual, the zones interfinger with each other. 1 Muddy-sandy lithofacies zone: proximal floodplain, 2 frequent sand-mud alternation zone: distal fan, 3 sandy lithofacies zone: channel belt zone, 4 muddy lithofacies zone: basin plain, 5 studied profile, 6 water well, 7 cited well, 8 well with continuous cores, 9 settlement, 10 pond, 11 cited profile, 12 margin of the study area





7. *ábra.* Jellemző kifejlődés a homokos–agyagos litofácies zónában, ahol a proximális árteret időről időre átjárták a folyók (Gyomaendrőd–59 fúrás részlete). Jelmagyarázat: l. a 3. ábrán.

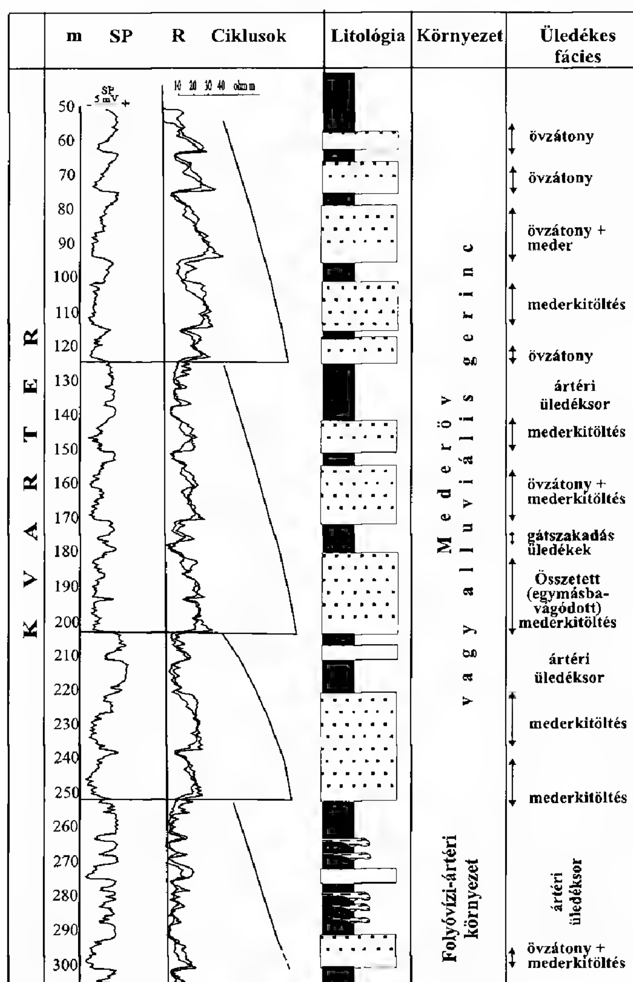
Fig. 7 Characteristic well in the sandy-muddy lithofacies zone, in the proximal floodplain. Legend: see on Fig. 3

üledékek, ahol már csak igen kevés mederfáciesű homoktest található. E zóna általános rétegsorát mutatja a *7. ábra.*

A medence északi, déli és nyugati peremén találjuk a homokos litofácies zónákat, amelyekben a vastag, egymásra rakódott, ill. egymásba vágódott mederfácieseket, ill. fácies asszociációkat találjuk (I. típus), és az agyagos ártéri üledékek részaránya jelentősen kevesebb, mint a többi területen (*8. ábra*). Három homokos litofácies zónát vázoltunk fel a térképre, amelyek minden bizonnyal az egykori mederöveket képviselik. A folyamatosságukat nem tüntettük fel az egyes zónák közötti hiányos információk miatt. Az északi ág megfelelhet a MIKE (1991) szerinti Ős-Tisza mederövének, a déli pedig az Ős-Körösnek(?). A Ny-i homokos

←*6. ábra.* Ny–K irányú szedimentológiai szelvény a fácieszónákon keresztül. Érdemes megfigyelni a különböző fáciesövek időbeli vándorlását, az ősföldrajzi környezet változását a vizsgált területen. Jelmagyarázat: l. 5. ábrán.

←*Fig. 6 W–E trending sedimentologic profile through the different facies zones. The shifting of the facies zones can be observed through space and time. Legend: see on Fig. 5*

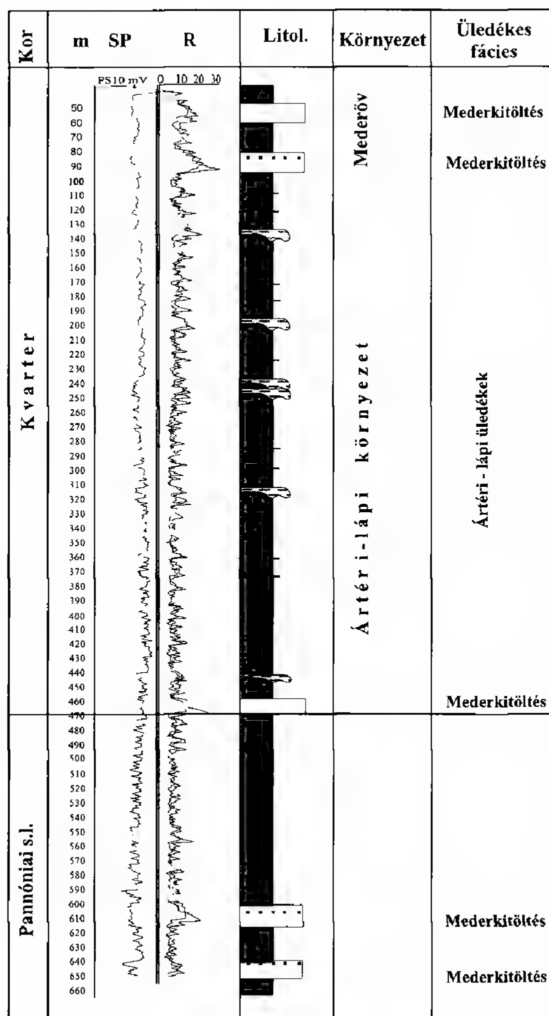


8. ábra. Jellemző kifejlődés a homokos litofácies zónában, amely a mederövet képviseli (Ecsegfalva–24 fúrás részlete). Jelmagyarázat: l. a 3. ábrán.

Fig. 8 Characteristic well in the sandy lithofacies zone, in the channel belt zone. Legend: see on Fig. 3

zóna nyilván az egyikük folytatása, vagy akár az összefolyásuk is lehet. Figyelemre méltó az a tény, hogy ezek nem a medence középső területére eső mélyzónában találhatók (legalábbis a negyedidőszaki képződmények vastagságtérképe – RÓNAI & FRANYÓ 1992 – alapján), ahol várnánk, hanem körben a vizsgált terület peremein, amelynek feltehetően ősföldrajzi – tektonikai magyarázata van.

A medence középső részén található az *agyagos fácieszóna,* amelynek rétegsorában elsősorban agyagos üledékek találhatók, aleuritbetelepülésekkel, illetve -csíkokkal (a III. típusú fáciesasszociáció jellemző). Csak elvétve fordulnak elő vékonyabb homokrétegek benne, amelyet jól szemléltet a *9. ábra* a vésztői területről. A kvarter vastagságtérképen (*1. ábra*) jól látható, hogy a medence középső részén nagyobb az üledéksor vastagsága, mint a környező területeken, amely arra enged következtetni, hogy ez a terület süllyedt legerőteljesebben, tehát itt volt a legnagyobb az üledékek megőrződési potenciálja. Az üledéksort ártéri és lápi, mélylápi, időszakonként tavi üledékek alkotják. A szedimentológiai

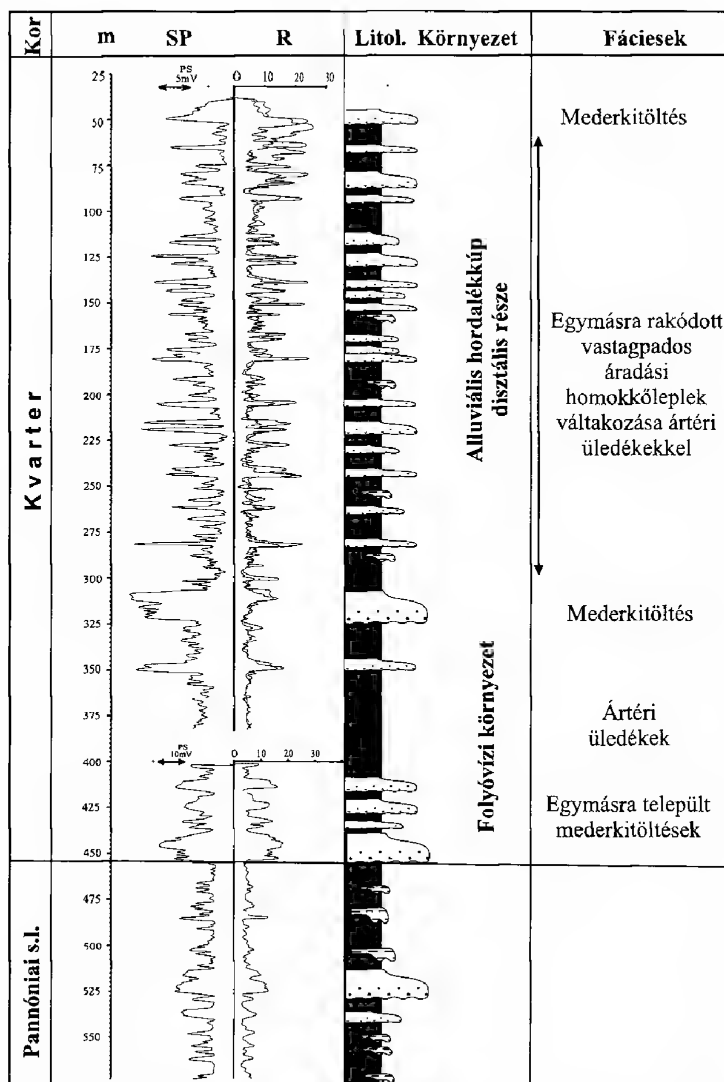


9. ábra. Jellemző kifejlődés az agyagos litofácies zónában, amely az ártéri medence medrektől távoli részén, lápi, mélylápi, néha sekély tavi környezetben rakódott le (Vésztő–44 fúrás). Vastagabb homokos rétegsort csak a kvarter talpon, annak cikluskezdő tagjaként, illetőleg a rétegsor legfelső 100 méterében láthatunk. Ez utóbbi a Sebes-Körös ősének megérkezését jelenti a Körös-medencében. Jelmagyarázat: l. a 3. ábrán.

Fig. 9 Characteristic well in the muddy lithofacies zone, on the floodbasin or wetland zone. Sands can be observed only in the uppermost 100 m and in the bottom of the Quaternary. Legend: see on Fig. 3

szelvény szerint a pleisztocén közepén volt legnagyobb e fácieszóna elterjedése, akkor minden bizonnyal hosszabb ideig sekély tó jelenlétét valószínűsíthetjük (*6. ábra*). A talajvízszint ezen a területen rendkívül magas lehetett, az év nagy részén vízzel borítottság jellemezte, mint ahogyan azt a 19. századi vízrajzi térképeken is láthatjuk, amelyek a szabályozás előtti időkben készültek (A Kárpát-medence vízborította és árvízjárta területei... 1938). Elsősorban a kvarter legelején, és a vége felé jártak folyók ezen a területen, a legalsó és a felső részeken találunk vékonyabb mederüledékeket a vastag ártéri–lápi rétegsorban. Tehát ezen a területen is homokosabb üledékekkel zárul a kvarter rétegsor, amely a mai Sebes-Körös őse lehet.

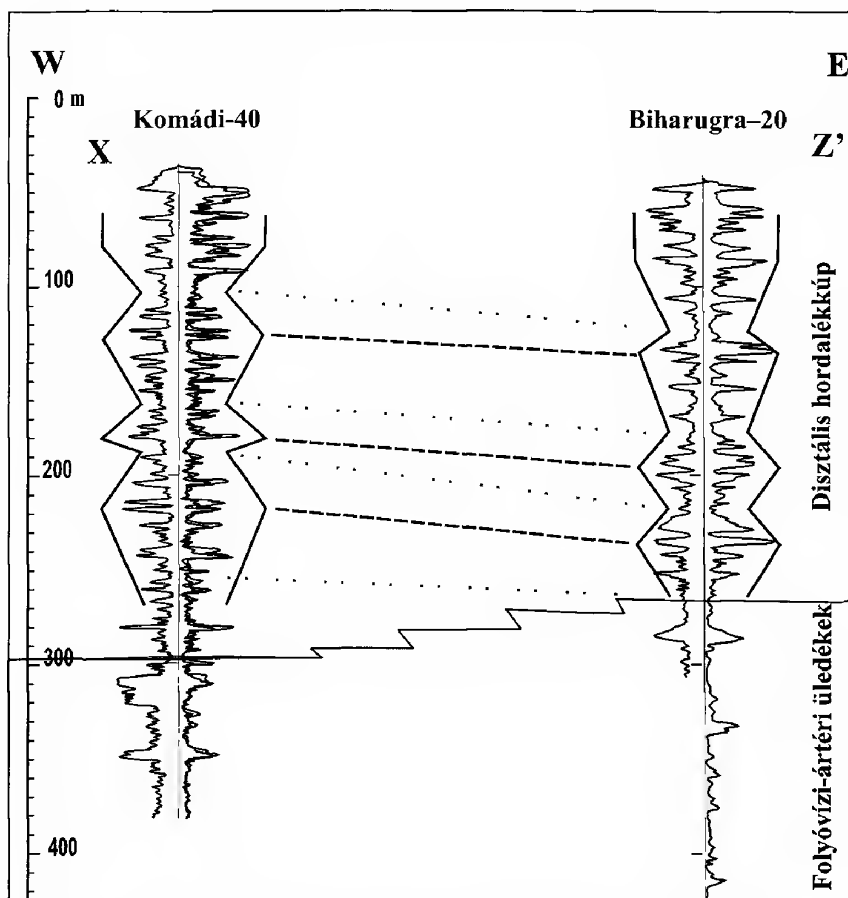
A medence keleti részén ez az agyagos fácieszóna fokozatosan összefogazódik egy *sűrű homok–agyag váltakozással jellemzett litofácies zónával* (IV. típusú fácies-asszociáció). Ezen a területen, amely megegyezik a mai Sebes-Körös környezetével, az ártéri-lápi üledéksorba sűrűn vékonyabb-vastagabb homok-



10. ábra. Jellemző kifejlődés a sűrű homok-agyag váltakozással jellemzett litofácies zónában (Komádi–40 fúrás). A rétegsor felső 300 méterét hordalékkúp disztális részén lerakódott, vastag homokkőpados áradási lepel üledékek, valamint kisebb vízfolyások mederüledékei építik fel, amely ártéri üledékekkel váltakozik sűrűn. Alatta általános folyóvízi üledéksort látunk, amely a kvarter talpon mederöv üledékeivel indul. Jelmagyarázat: l. a 3. ábrán.

Fig. 10 Characteristic well in the frequent sand-mud alternation lithofacies zone. The upper 300 m of the succession was deposited as sheet-floods or small streams in the distal fan zone in the eastern part of the basin. It is underlain by fluvial sediments. Legend: see on Fig. 3

testek iktatódnak, amelynek üledékszerkezeti jegyeiről sajnos nem rendelkezünk adatokkal, jellegzetes karotázsképe azonban a *10. ábrán* tekinthető meg. Első közelítésben egy speciális medertípusnak tételeztük fel ezt a fáciest, de a rétegek térbeli megjelenése és elterjedése, geometriája, valamint csomagokba rendeződése következtében valószínű, hogy alluviális hordalékkúphoz kapcsolódó,



11. ábra. Korrelációs szelvény a sűrű homok-agyag váltakozással jellemzett litofácies zónában, amelynek felső 300 métere egy hordalékkúp disztális (távoli) részén lerakódott üledéksort képvisel. Jól látható a rendszer előre-, illetve hátralépése az időben, vagyis a hordalékkúp időről időre közeledett a medence felé, majd hátrált az Erdélyi-középhegység irányában. Ezt az üledékanyag finomodása és durvulása, valamint az egyes homokrétegek vékonyodása és vastagodása jelzi számunkra, amelyet a karotázsszelvények nagyon jól tükröznek. A Biharugra–40 fúrás közelebb esik a hordalékkúphoz, tehát vastagabbak az egyes homoktestek, mint a Komádi–20 fúrásban

Fig. 11 Correlation chart in the frequent sand-mud alternation lithofacies zone, where the upper 300 m of the succession was deposited as sheet-floods or small streams in the distal part of an alluvial fan. The forestepping and backstepping of the system can be well observed

annak disztális részén kialakuló, vastagpados áradási homokleplekről, homokpadokról van szó, amelyek sűrűn összefogazódnak a medencebelső ártéri, ill. lápi–mélylápi rétegsoraival. Nyilvánvalóan előfordulnak vékonyabb folyómedrek is a rétegsorban, de a homokrétegeknek nagyobb része feltehetően nagy áradások következtében, azok termékeként ülepedett le. Vastagabb rétegsor vizsgálata során jól megfigyelhető az egész hordalékkúp rendszer előre, illetve hátralépése, ezzel felfelé durvuló, és finomodó tendenciákat kialakítva, amelyek ráadásul igen jól korrelálhatók a fúrások között (*11. ábra*). Ez ciklussztratigráfiai

értelmezésre ad lehetőséget, amely a medenceméretű feldolgozásnak már egy következő fejezetét képviseli.

A fácies vastagsága igen változó, a legkeletebbi területen 300 m-t is elérhet, míg a medence belseje felé csak időnként ért el a hordalékkúp hatása, és itt mindössze 40–50 m lehet a vastagsága. Alatta szintén ártéri–lápi üledékeket találunk. A hordalékkúp valószínűleg az Erdélyi-középhegység lábánál helyezkedett el, és közeledett K-i irányból. Ezért proximális részei a határainkon túl lennének nyomozhatók. A kvarter végére megérkezett a Sebes-Körös, és ezen a területen is mederüledékek zárják a negyedidőszaki rétegsort.

A litofácies térképet értelmezve legalább három különböző folyóvízi rendszert tudunk elkülöníteni. A homokos litofácies zónák a mederövek tengelyét jelölik ki. A déli és északi mederöv két különböző folyóvízi rendszert jelöl, míg a nyugati mederöv ezek valamelyikének folytatása, ill. az összefolyásukat jelentheti. Jelen pillanatban ezt nem áll módunkban pontosan megmondani. A harmadik alluviális rendszert a medence keleti részén sikerült azonosítani, amely egy alluviális hordalékkúp disztális részét képviseli. A medence középső részén ártéri-lápi környezet valószínűsíthető a kvarter nagy részében, csak a rétegsor felső harmadában-negyedében jelenik meg a Sebes-Körös mederövének rétegsora.

Következtetések

1. A hagyományos szedimentológiai vizsgálatok során, elsősorban a medencebeli vízkutató fúrások adatainak felhasználásával, a következő, a karotázs szelvények felbontásával követhető, nagyléptékű üledékes fáciesek, ill. környezeti elemeket sikerült azonosítani: különböző mederkitöltés típusok, övzátony üledékeket, vastag homokpados áradási lepel üledékek, ártéri képződmények, valamint egyéb vékonyabb aleuritos–finomhomokos üledékes testek.

2. Az egyes fáciesek egymáshoz kapcsolódási formáiból alapvetően négyféle (I-IV. típus) fácies asszociációt különítettünk el. Az üledékes fáciesek és fácies asszociációk jellegzetes karotázs szelvényképét ábrákon szemléltettük. Ezek: I. típus: egymásra rakódott és egymásba vágódó meder, ill. övzátony üledékek, II. típus: egyedülálló homoktestek ártérben (proximális ártér), III típus: vastag ártéri–lápi agyagos–aleuritos rétegsorok medrek nélkül, IV. típus: sűrű homok–agyag váltakozás – homokpados áradási lepel üledékek.

3. A fácies asszociációk bizonyos rendszer szerint egymásra is települhetnek, ezzel felfelé finomodó üledékes ciklusokat alkotva. A ciklus legalsó tagja az egymásra rakódott, vagy egymásba vágódott medrekből álló fáciesasszociáció (I. típusú fáciesasszociáció vagy cikluskezdő tag). A ciklus középső tagja homokos meder-, ill. agyagos-aleuritos ártéri üledékek közel egyenletes váltakozásából áll (II. típus). A ciklus legfelső tagját elsősorban ártéri agyagok, és sűrűn közbe-rétegződő aleuritrétegek építik fel (III. típusú fáciesasszociáció).

4. Litofácies térképen ábrázoltam a medencében a rétegsorok laterális elterjedését. Ez alapján általános kvarter kifejlődési típusokat különítettem el, aszerint, hogy melyik fáciesasszociáció játszik döntő szerepet egy adott területen, ezzel rekonstruálva a pleisztocén alluviális környezet mozaikos felépítését. Ezek mind-

egyike egy-egy fúrás típusszelvényén került bemutatásra. Természetesen a litofácieszónák határai nem élesek, az adott fáciesek mindenféle átmenete előfordul a területen.

5. A szedimentológiai értelmezés során a litofácies térkép alapján legalább három különböző folyóvízi rendszert különítettünk el. A homokos litofácies zónák a mederövek tengelyét jelölik ki. Az északi és déli mederöv két különböző folyóvízi rendszert jelöl (Ős-Tisza és Ős-Körös?), míg a nyugati mederöv ezek valamelyikének folytatása, ill. az összefolyásukat jelentheti. A harmadik alluviális rendszert a medence keleti részén sikerült azonosítani, amely feltételezésem szerint egy alluviális hordalékkúp disztális részét képviseli. A medence középső részében tartósan vízzel borított ártéri medence, lápi–mocsári környezet valószínűsíthető a kvarter döntő részében.

6. A munka szerves folytatását tervezzük, amelynek során szekvenciasztratigráfiai módszerekkel próbáljuk azonosítani, és korrelálni a különböző időintervallumokban leülepedett rétegsorokat, majd ezek segítségével fácies-térképeket készíteni, amelyek időszeletenként mutatják be a medence ősföldrajzi képét, a fő mederövek alakulását, a folyóhálózat fejlődéstörténetét.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani lektoraimnak, JÁMBOR Áronnak és SZTANÓ Orsolyának hasznos tanácsaikért és építő jellegű kritikájukért. Nagyon köszönöm kollégáimnak, MÜLLER Pálnak, TÓTHNÉ MAKK Ágnesnek és NÁDOR Annamáriának a hasznos beszélgetéseket. Az ábrák egy részének megrajzolásáért TRESZNÉ SZABÓ Margitot illeti köszönet. A munka és a tanulmány a T-032 956 számú OTKA pályázat keretén belül készült el.

Irodalom – References

BERENDSEN, H. J. A. & STOUTHAMMER, E. 2001: Paleogeographic development of the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. – Assen: Koninklijke Van Gorcum, Hollandia, p. 261.

COOKE, H. B. S., HALL, J. M., RÓNAI, A., 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **22**, 89-109.

FRANYÓ, F. 1977: Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by the Hungarian Geological Institute from 1967 to 1975. – *Földr. Közlem.* 25, (101/1–3) 60–71.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. 1983: Terrigenous Clastic Depositional systems. – Springer-Verlag, USA 418 p.

GIBBARD, P. 1988: The history of the great nothwest European rivers during the past three million years. – *Phil. Transactions R. Soc. London,* **B318,** 559–602.

HORNUNG, J. & AIGNER, T. 2002a: Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study. Part 1: Sedimentology and petrophysics. – *Journal of Petroleum Geology* 25/1, 3–30.

HORNUNG, J. & AIGNER, T. 2002b: Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study. Part 2: Cyclicity, controls and models. – *Journal of Petroleum Geology* **25/2,** 151–178.

JÁMBOR Á. 1998: A magyarországi kvarter képződmények rétegtanának áttekintése – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL–MÁFI, Budapest, 495–517.

A Kárpát-medence vízborította és árvízjárta területei az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt. M 1:600 000. – M. Királyi Földművelésügyi Minisztérium, Budapest, 1938.

Kordos L. 1979: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. – Országos Meteorológiai Szolgálat Kiadványa, Budapest.

Maddy, D., Macklin, M. G. & Woodward, J. C. 2001: River basin sediment systems: archives of environmental change. – A. A. Balkema Publishers, Swets & Zeitlinger B.V., Hollandia 498 p.

Makaske, B. 2001: Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. – *Earth Science Reviews* 53, 149–196.

Marriott, S. B. & Alexander, J. (eds) 1999: Floodplains: Interdisciplinary approaches. – *Geol. Society, London, Spec. Publ.* **163** p. 340.

Miall. A. D. 1996: The geology of fluvial deposits. – Springer-Verlag, 582 p.

Mihältzné Faragó M. 1982: Tiszántúli alapfúrások palinológiai vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentése* **1980**. 103–120.

Mike, K. 1991: Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története. – AQUA Budapest, 698 p.

Molnár B. 1972: A Nagyalföld negyedkori üledékeinek genetikája. – Kandidátusi értekezés tézisei

Molnár B. 1973: Az Alföld harmadidőszak végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földtani Közlöny* **103/3–4**, 294–310.

Nádor A., Muller P., Lantos M., Thamóné Bozsó E., Kercsmár Zs., Tóthné Makk Á., Sümegi P., Farkasné Bulla J. & Nagy T. 2000: A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. – *Földtani Közlöny* **130**, 623–645.

Nádor, A., Lantos, M., Tóthné Makk Á. & Thamó-Bozsó, E. 2003: Milankovic-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* **22**, 2157–2175.

Pirson, S. J. 1970: Geologic well-log analysis. Gulf Publishing Co., Houston, Texas, p. 370.

Reading, H. D. (ed.) 1986: Sedimentary environments and facies. – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.

Rónai A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *MÁFI Évkönyve* **56/1**, 421 p.

Rónai A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica ser. Geol.* **21**, 446 p.

Rónai A., Franyó F. 1992: A kvarter üledékek vastagságtérképe. – In: Borsy, Z. 1992: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. – In: Rachocki, A. H. & Church, M. (eds.): alluvial fans: A field approach. John Wiley & Sons Ltd. 452 p.

Serra, O. 1985: Sedimentary environments from wireline logs. – Schlumberger, Montrouge, France, 211 p.

Thamóné Bozsó E. & Kercsmár Zs. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a képződmények ásványi összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján – *Földtani Közlöny* **130/4**, 647–671.

Thamó-Bozsó, E., Kercsmár, Zs. & Nádor, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply: Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. – In: Jones, S.J. & Frostick, L. E. (eds): Sediment flux to basins: causes, controls and consequences. – *Geol.Society, London, Spec. Publ.* **191**, 39–53.

Törnqvist, T. E. 1993: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – PhD thesis, Netherlands Geographical Studies, Utrecht.

Walker, R. G. (ed.) 1986: Facies models. – *The Geological Association of Canada Special Papers*, Geoscience Canada Reprint Series No.1, Second edition, 318 p.

Urbancsek J. 1963: A földtani felépítés és a rétegvíznyomás közötti összefüggés az Alföldön. – *Hidr. Közlöny* **43/3**, 205–218.

Urbancsek J. 1977: Magyarország mélyfúrási kútjainak katasztere. VII.kötet – OVH Vízgazdálkodási Intézete, Budapest, 655 p.

Kézirat beérkezett: 2003. 01. 20.

Földtani Közlöny 133/4, 535–546 (2003) Budapest

A Dunántúli-középhegységi egység („Bakony") takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján

Nappe position of the Transdanubian Range Unit ("Bakony") based on structural and geochronological data from NE Slovenia

FODOR László[1] – KOROKNAI Balázs[1] – BALOGH Kadosa[2] – DUNKL István[3] – HORVÁTH Péter[4]

(4 ábra)

Tárgyszavak: milonit, Ausztroalpi takaró, miocén, termokronológia, megnyúlás
Keywords: mylonite, Austroalpine nappe, Miocene, thermochonology, extension

Abstract

Structural, geochronological investigations and re-interpretation of existing geological maps permitted the re-evaluation of the Cretaceous structural position of the Transdanubian Range Unit (TRU, briefly called "Bakony" here). This short study summarises our data published in abstract books, which are relevant to this question. Pre-Cenozoic rocks of NE Slovenia can be grouped into two main structural units (*Fig. 1*). The lower, medium-grade metamorphic rocks belong to the Middle Paraustroalpine Unit. The metapelites (micaschist and paragneiss), amphibolite record amphibolite facies metamorphism occasionally relict eclogitic facies was also demonstrated. These rocks are bounded by a thin "phyllite" zone, representing a strongly tectonised mylonitic zone (TRAJANOVA 2002). The overlying, anchimetamorphic Lower Palaeozoic Magdalensberg sequence is considered as an Upper Austroalpine element. It is covered by non-metamorphic Permo–Mesozoic sediments showing close similarities to the TRU (HAAS et al. 2000).

The investigated metamorphic rocks record prominent mylonitic microfabrics. Kinematic indicators, like extensionally ultracrenulation cleavage, shear bands (*Fig. 2*), all show top-to-the-NE or –E extensional shearing (*Fig. 3*). Deformation progressively increasing upward toward the mylonitic "phyllite" zone. Ductile deformation was associated with brittle normal faults and formation of large tilted blocks (*Fig. 3*).

Thermochronological data suggest two major cooling events (*Fig. 4*). In the northern Kozjak area muscovite K/Ar ages (102–96 Ma) and zircon fission track ages (27–22 Ma) show fast cooling after mid-Cretaceous metamorphism and some tectono-thermal effects during latest Oligocene to early Miocene. In contrast, in the southern Pohorje area all muscovite and biotite K/Ar ages (19–13 Ma), zircon and apatite fission track ages (19, 10 Ma, respectively) indicate early to mid-Miocene cooling of metamorphic rocks (*Fig. 4*).

The Late Cretaceous and Miocene ductile exhumation phases are in agreement with Eastern Alpine extensional structures (*Fig. 1*). In addition, the presented data indicates that prior to exhumation, the TRU ("Bakony") formed the highest Alpine nappe unit. This conclusion is in complete agreement of earlier assumptions, studies and maps about the nappe position of the TRU (ÁDÁM & ÁDÁM 1973, ÁDÁM et al. 1990, ÁDÁM et al. 1984, CSONTOS in FODOR & CSONTOS 1998, HORVÁTH 1993, TARI 1994, 1996, VÖRÖS & CSONTOS 1992).

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia 14, fodor@mafi.hu
[2]Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet, H–4026 Debrecen Bem tér 18/c
[3]Institute of Geology University of Tübingen, Sigwartstrasse 10 Tübingen D–72076 Germany
[4]Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratórium, H–1112 Budapest Budaörsi út 45.

Összefoglalás

A korábbi térképek átértelmezése és saját szerkezeti megfigyeléseink alapján Északkelet-Szlovénia pre-kainozoos kőzetei két fő szerkezeti egységbe tartoznak. A Középső-ausztroalpi egységbe sorolható metamorfitok (Pohorjei és Kobanskoi sorozatok) felett szerkezeti határral a Felső-ausztroalpi egységbe tartozó, anchimetamorf ópaleozoos Magdalensbergi sorozat következik, amelyre tektonikus határral vagy diszkordanciával észak-karavankai vagy dunántúli-középhegységi jellegű perm–mezozoos üledéksor települ. Megfigyeléseink szerint a fő szerkezeti határok közel vízszintes nyírózónák vagy normálvetők. Így a lapos lecsúszósíkok feletti felső egység (és alegységei) extenziós allochtonként értelmezhetők. Ez a szerkezeti felépítés a Zalai-medencében mélyült fúrásokig követhető, így alapvető a Dunántúli-középhegységi egység megítélésében. A geokronológiai adatok kétfázisú lecsúszást jeleznek a késő-krétában és a miocénben. Eredményeinkből a Dunántúli-középhegységi egység („Bakony”) lecsúszás előtti kréta takarós helyzete következik. Ez a megállapítás összhangban van több korábbi munkával.

Bevezetés

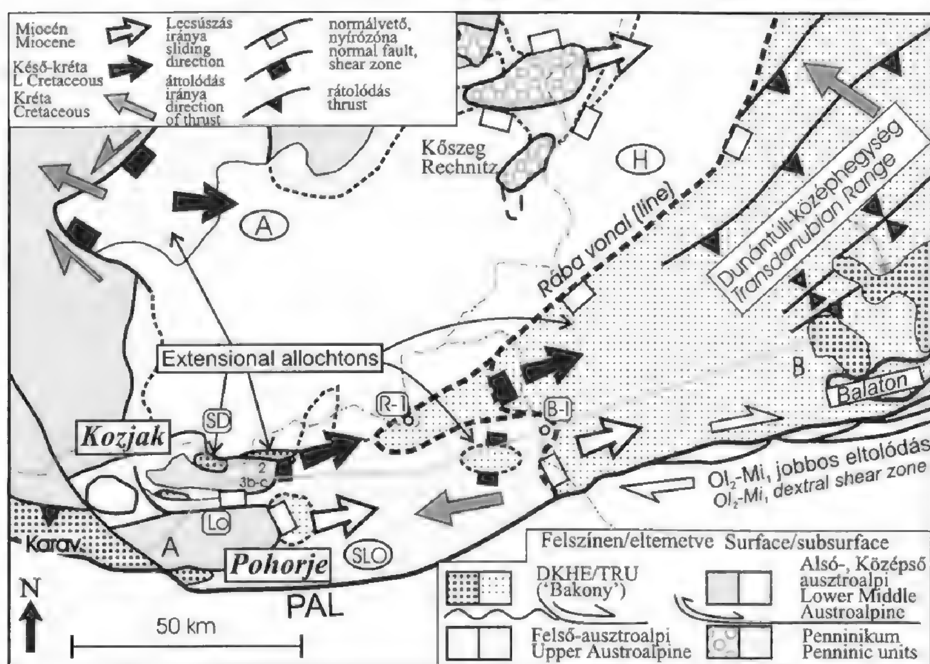
Kétoldalú kormányközi megállapodás alapján, az OMFB TéT Alapítvány támogatásával 1999–2003-ban kutatásokat folytattunk ÉK-Szlovéniában, a Pohorje és a Kozjak-hegységben, illetve a Mura–Zala-medencében. A vizsgálatokba a MÁFI, ELGI, ELTE és a Magyar Tudományos Akadémia laboratóriumai, illetve a Ljubljanai Egyetem, a Szlovén Geológiai Szolgálat munkatársai kapcsolódtak be. Rövid tanulmányunk célja e kutatás azon eredményeinek bemutatása, amelyek hatással vannak a Dunántúli-középhegységi egység feltételezett takarós helyzetének megítélésében, és amelyek eddig jórészt csak előadás-kivonatként kerültek publikálásra. A Dunántúli-középhegységnek, mint a Felső-ausztroalpi egységek felett elhelyezkedő legmagasabb egységnek takaróként való településére korábbi szerzők többféle bizonyítékot is szolgáltattak. Közleményünkben nem térünk ki ezen értékes munkák részletes elemzésére, hanem saját eredményeink bemutatásával járulunk hozzá a sokat vitatott kérdés megoldásához.

ÉK-Szlovénia szerkezeti felépítése és határai a Dunántúli-középhegységi egység („Bakony”) felé

A Dunántúli-középhegységi egység (DKHE) („Bakony”) kréta korú szerkezeti helyzetének megítélésében igen fontos lenne az egykorú kréta határok vizsgálata. Közismert probléma, hogy e határok mindegyike (Rába vonal, Diósjenő vonal, Balaton vonal stb.) kainozoos fedő alatt húzódik. Ráadásul, e szerkezeti elemek mindegyike a tercierben deformálódott, vagy eleve csak akkor alakult ki. Kutatásunk megkezdésének egyik mozgatórugója viszont az a feltételezés volt, hogy a DKHE délnyugati határa ÉK-Szlovéniában jól vizsgálható és a kainozoos deformációk nem torzították el teljesen az eredeti, kréta szerkezeti geometriát. Mi több, Szlovéniában a felszínen, egymás szomszédságában tanulmányozhatók a „bakonyi” jellegű perm–triász üledékek és a metamorf kőzetek.

ÉK-Szlovéniában minden eddigi térkép szerint a DKHE határa nem egyenes, ami valószínűleg egy fiatal (tercier) meredek eltolódást vagy normálvetőt jelentene. A vasi, zalai „Bakonyt” ért fúrásokból kiindulva, az egységnek DNy

felé egy „nyúlványa" van, amit a Radkersburg–1 fúrás igazol (FLÜGEL 1988). A „nyúlvány" DNy felé a felszíni Kozjak és Pohorje hegyekig ér (HAAS et al. 2000). Itt a felszínen jelennek meg nem metamorf, perm–mezozoos képződmények kisebb-nagyobb elszigetelt foltokban, a Kozjak tetején, a Pohorje nyugati oldalán, illetve déli és keleti peremén (*1. ábra*) (MIOČ & ZNIDARČIČ 1976, ZNIDARČIČ & MIOČ 1987). A rétegsorokban perm–alsó-triász kvarcit, középső-, felső-triász dolomit és márgás-meszes senon üledékek jelennek meg szerkezetileg zavart helyzetben. Az előfordulások közül a Sveti Duh melletti roncsot HAAS et al (2000) a Dunántúli-középhegységi egységbe sorolta (*1. ábra*). Amennyiben ez a besorolás helytálló, úgy a Kozjak ÉK-i részén a felszínen tanulmányozható a DKHE és más egységek szerkezeti viszonya. Hasonló a helyzet a Pohorje keleti oldalán, ahol ZNIDARČIČ & MIOČ (1987) térképén és saját megfigyeléseink (FODOR et al. 2003b) alapján a Pohorjei sorozatbeli (Középső-Ausztroalpi) amfibolit (retrográd eklogit) mellett redukált triász rétegsor bukkan elő.



1. ábra. A Keleti-Alpok–Dunántúli-középhegység találkozásának egyszerűsített szerkezeti vázlata a kainozoos képződmények elhagyásával, FUCHS (1984), FLUGEL (1988), TARI (1994, 1996), NEUBAUER et al. (1995), HAAS et al. (2000) és FODOR & KOROKNAI (2000) alapján. A perm–mezozoos foltok a valósnál nagyobbak. PAL: Periadriai vonal, Karav.: Északi-Karavankák, Lo: Lovrenc vető, SD: Sveti Duh, perm–mezozoikum. R–1, B–I: Radkersburg–1, Bajánsenye M–I fúrások. A–B a szelvény (*4. ábra*) hozzávetőleges vonala. A 2. 3b, c. ábrák helyét számok jelzik.

Fig. 1 Simplified tectonic map of the junction of the Eastern Alps and the Transdanubian Range without Cenozoic formations after FUCHS *(1984),* FLÜGEL *(1988),* TARI *(1994, 1996),* NEUBAUER *et al. (1995),* HAAS *et al (2000) and* FODOR *&* KOROKNAI *(2000). PAL: Periadriatic Line, Karav.: Northern Karavanken, Lo: Lovrenc fault, SD: Sveti Duh Permo–Mesozoic. R–1, B-I: Radkersburg–1, Bajánsenye M–I boreholes. A–B broadly corresponds to the section (Fig. 4). Numbers indicate the location of figures 2, 3b, c*

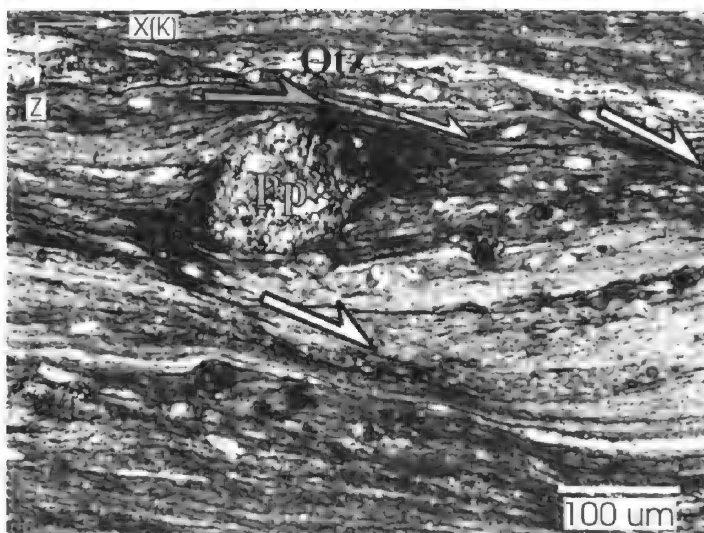
A pohorjei–kozjaki („bakonyi"?) perm–mezozoos rétegsor alatt alsó-paleozoos, gyengén metamorf sorozat található igen kis szerkezeti vastagságban (MIOČ 1977). Ezt a Magdalensbergi sorozatot a Felső-Ausztroalpi egységbe sorolta FUCHS (1984) és FLÜGEL (1988). E sorozat alatt vagy néha közvetlenül a perm–triász képződmények alatt egy „fillit-fillonit" sáv húzódik. Ez jelenti a fő szerkezeti határt az alsóbb, közepes fokú metamorf kőzetek felé (TRAJANOVA 2002). Ez utóbbiak a délebbi elterjedésű Pohorjei és északabbi, erősebb retrográd hatásokat mutató Kobanskoi sorozatra oszthatók a Középső-Ausztroalpi egység részeként (MIOČ 1977, 2003, FUCHS 1984, FLÜGEL 1988). A délebbi sorozat bázisos-ultrabázisos lencséi jobban megőrizték az eredeti eklogit-fáciesű metamorfózist, mint az északi, gyakran erősen retrográd hatást mutató csillámpala, gneisz, amfibolit (MIOČ 1977, JANÁK et al. 2003). A pohorjei jellegű metamorf kőzeteknek északkelet felé, a neogén alatt, a „Bakonyi egységbe" sorolható képződmények keskeny sávjától délre több előfordulásuk ismert (GOSAR 1995) (*1. ábra*). A legkeletebbi előfordulás Magyarországra is átnyúlik a Bajánsenye M–I fúrásban feltárt kőzetek tanúsága szerint (DANK & FÜLÖP 1990, LELKES-FELVÁRI et al. 2002).

Szerkezetföldtani adatok

A mezometamorf pohorjei kőzetekben megfigyelt képlékeny szerkezeti elemek közül a relatíve idősebbek térrövidüléses jellegűek (MIOC 1977). A közel izoklinális vagy erősen zárt redők, palásság kialakulása az alpi takaróképződéshez kapcsolódhatott (de részleteiben nem vizsgáltuk). A fiatalabb képlékeny szerkezetek egyértelműen megnyúlással kapcsolatosak. A kőzetek kézipéldányain a palásság síkjában általában jól megfigyelhető a megnyúlási vonalasság (stretching lineation), amely egyes ásványok orientált elhelyezkedéséből és/vagy megnyúlásából, szétszakadozásából adódik. Azt jelzi, hogy a kőzetek a vonalasság irányában (az adott esetben közel vízszintesen) képlékeny módon megnyúltak, illetve a vonalasságra merőlegesen (közel függőlegesen) vékonyodtak.

A megnyúlási vonalassággal párhuzamos és a palásságra merőleges vékonycsiszolatokban, illetve az ilyen irányú terepi feltárásokban az egyik leggyakrabban megfigyelhető szerkezet a képlékeny elvonszolást mutató nyírási szalagok (shear bands, *2. ábra*). Ezekhez társul az ún. extenziós krenulációs palásság (extensional crenulation cleavage; PLATT & VISSERS 1980). Ez utóbbi jellegzetes geometriájú, ritkább elválás a fő palásságot deformálja, amellyel általában 20–40°-t zár be. Az elválási felületek normál elvetést mutató nyírási sík-rendszert alkotnak. Minden képlékeny szerkezet a felső blokkok keleties-északkeleties irányú, normál jellegű lecsúszását jelzi (*3. ábra*).

A vizsgált területen a deformáció legerősebben a „fillit-fillonit" zónában mutatkozik (FODOR et al. 2002b). Ez a zóna nem más, mint egy lapos milonitos öv (FODOR et al. 2002a, TRAJANOVA 2002), ennek mentén ment végbe a normál jellegű mozgás (lecsúszás) jelentős része. A vékonyodás-lecsúszás következtében a felső Magdalensbergi sorozat vertikális értelemben vett „szerkezeti vastagsága" igen kicsiny lett („kihengerlődött, kicsípődött"), illetve a felette levő perm–mezozoos rétegsor is gyakran alulról csonkolt. Ilyen geometriájú a legtöbb perm–mezozoos



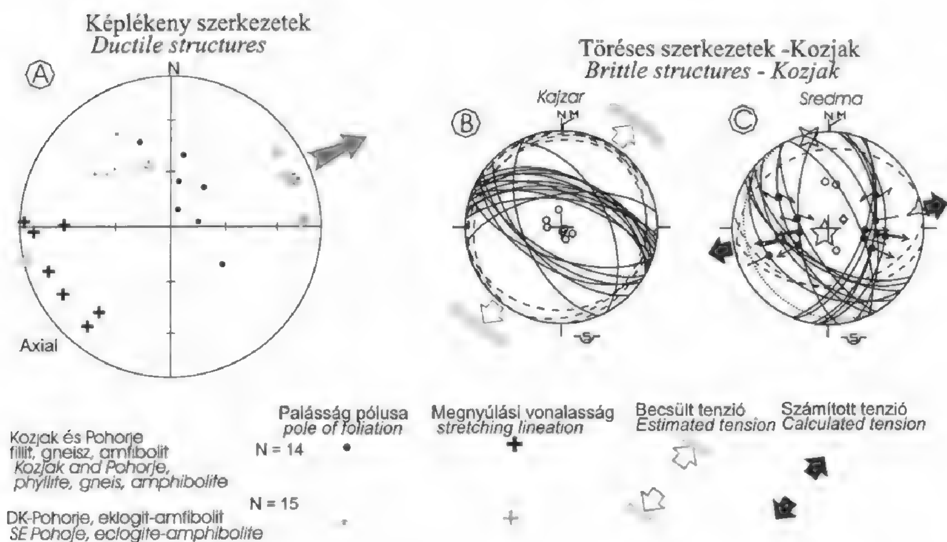
2. *ábra.* Normál kinematikájú nyírási szalagok erősen milonitos gneiszben, a Kozjak ÉK-i pereméről (FODOR et al. 2002a). A képlékeny szerkezetek a terepi mérések szerint ÉK felé irányuló normál mozgással, közel vízszintes megnyúlással kapcsolatosak. A földpát porfiroklaszt kvarc, csillám környezetben szintén keleties nyírást jelöl. A feltárás felett kb. 50–100 m szerkezeti távolságban már a kibillent kárpáti üledékek következnek. A csillámok 40 millió éves K/Ar kort adtak (FODOR et al. 2003b)

Fig. 2 Shear bands in mylonitic gneiss from the NE margin of the Kozjak Hills (FODOR et al. 2002a). Ductile structures indicate top-to-the-NE extensional shear related to sub-horizontal stretching and sub-vertical shortening. The feldspar porphyroclast within quartz, mica matrix also suggest eastward tectonic transport. Tilted Karpatian sediments occur 50 100 m above the outcrop. Mica K/Ar age is 40 Ma (FODOR et al. 2003b)

felszíni előfordulás, néhány nyugat-pohorjei foltot leszámítva. Például a Sveti Duh (*1. ábra*) melletti triász előfordulásnál a középső- vagy felső-triász dolomit, ill. karni(?) márga közvetlenül érintkezik a fillittel (milonittal). Hasonló extenziós érintkezéssel értelmezhetők néhány muraszombati fúrásban a metamorfitok felett megjelenő vékony dolomit- és homokkőlencsék is. Ezek a vékony üledékroncsok nem tartozhatnak a metamorf Pohorjei sorozatba, hanem egy felső, nem metamorf tektonikai egység (DKHE — „Bakony"?) szerkezetileg kicsípett darabjai lehetnek (GOSAR 1995, FODOR & KOROKNAI 2000).

A képlékeny deformáció mellett törések is megjelennek a metamorf, a permo–mezozoos és a fedő miocén kőzetekben. A normálvetők és társult billentett blokkok tágulási iránya a képlékeny nyúlás irányával megegyezik, K–Ny és ÉK–DNy között változik, azaz a két deformációs stílus valószínűleg összekapcsolódott (*3. ábra*, FODOR et al. 2002a).

A fentebb leírt képlékeny és töréses deformáció együtt jár a talpi blokkok kiemelkedésével és kihűlésével, azaz exhumációjával (kitakaródásával). A képlékeny extenziós deformáció ilyen következményét termokronológiai adataink igazolják. A képlékeny és töréses megnyúlás, a vertikális vékonyodás, a talpi blokk kiemelkedése, kihűlése és kitakaródása együttesen jellemzi a klasszikus metamorf maghegységeket (metamorphic core complex, WERNICKE 1981, LISTER & DAVIS 1989). Szerkezeti megfigyeléseink azt mutatják, hogy a Pohorje–Kozjak területe is így értelmezhető.



3. ábra. Képlékeny és töréses extenziós szerkezetek. A) megnyúlási vonalasság kétféle kőzetben, a tektonikai transzport irányát nagy nyíl jelzi. B) és C) karc nélküli és vetőkarcos törések a Kozjak ÉK-i peremén. A tágulás (σ_3) becsült és számított iránya (nyilak) hasonló a képlékeny megnyúlás irányához. A tereoframok Schmidt-háló alsó félgömb vetületén készültek

Fig. 3 Ductile and brittle structures of the Pohorje–Kozjak. A) stretching lineation in two rock types and areas, the large arrow indicate the direction oftectonic trasnport, B) and C) show faults without and with slickensides form the NE margin of the Kozjak. The direction of tension (σ_3) is similar to ductile stretching direction. Stereonets use lower hemisphere projection

Metamorf kőzettani adatok

A szerkezetföldtani vizsgálatokra kiválasztott vékonycsiszolatokban található legfontosabb kőzetalkotó ásványok elektron-mikroszondás mérésével kívántuk meghatározni az alpi metamorfózis nyomás–hőmérséklet (P–T) viszonyait. A Pohorje-hegység területén található eklogit minták maximális nyomás–hőmérséklet (peak P–T) viszonyai 750–850 °C és 34–38 kbar közé esnek, melyek alapján az eklogitok a coesit stabilitási mezőben képződtek, így a területen található bázisos kőzeteket ún. UHP (ultra-nagynyomású) metamorfózis érte (Janák et al. 2003). Az eklogitok a retrográd metamorfózis során gránáttartalmú vagy gránátmentes amfibolitokká alakultak, melyek 620–650 °C és 11–13 kbar között képződtek. A Kozjak területéről nem sikerült az eklogit fácies nyomait kimutatni, itt csak amfibolitokat találunk, melyek szövetileg is különböznek a pohorjei metabázitoktól. A metamorfózis végső (retrográd) fázisa a zöldpala fácies körülményei között ment végbe. Érdekes és a nemzetközi szakirodalomban is élénken tárgyalt kérdés, vajon a metabázitokat körülvevő, és a vizsgált terület fő tömegét adó metapélit (csillámpala-gneisz) sorozat is elszenvedte-e az UHP metamorfózist? Az általunk vizsgált nagyszámú metapélit mintából ezt eddig nem sikerült igazolni. A kapott P–T adatok alapján az alpi metamorfózis csúcsa 630–670 °C és 8–15 kbar között volt. A viszonylag konzisztens hőmérsékleti adatokkal

ellentétben a nyomásértékek nagyobb szórást mutatnak, melyet feltehetően a különböző kéregmélységben metamorfizálódott kőzetblokkok utólagos, tektonikus hatásra bekövetkezett egymás mellé kerülése okoz. A metapélit minták esetén a Pohorje és a Kozjak területéről vizsgált minták között nem találtunk az metabázitokhoz hasonló különbséget.

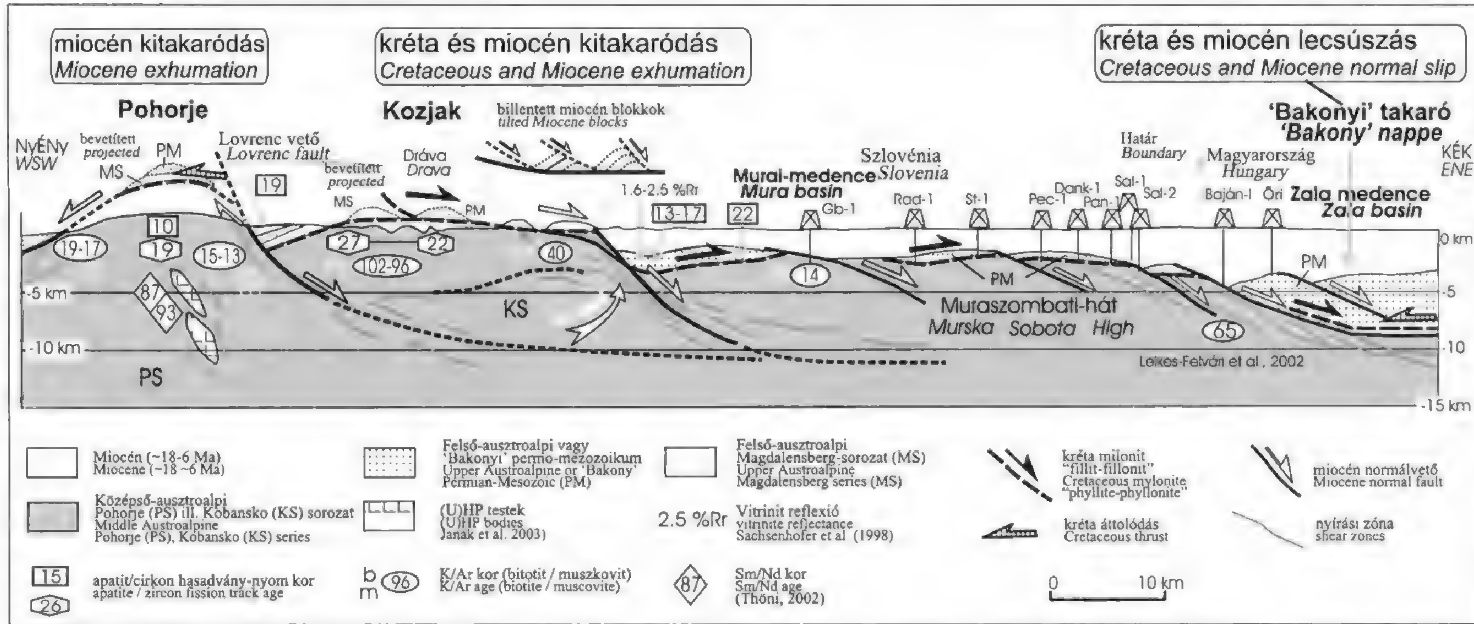
Termokronológiai adatok

Saját méréseink alapján 11 muszkovit vagy biotit ásványszeparátumon készült K/Ar kor, 4 cirkon hasadványnyom kor; 1, ill. 6 metamorf kőzeten, ill. kárpáti üledékes kőzetek szemcséin mért apatit hasadványnyom kor áll rendelkezésre (*4. ábra*). A K/Ar módszerrel datált ásványfázisok amfibolit fáciesű paragenezis részét alkotják. Mivel ezek az értékek meghaladják a megfelelő ásványokra jellemző K/Ar záródási hőmérsékletet (300–350 °C) ezért a K/Ar korok minden esetben kihűlési korként értelmezhetők. Mivel a koradatok változóak és területi eloszlás szerint jellemzőek, ezért külön tárgyaljuk azokat a Pohorjére és a Kozjak hegyekre.

A Pohorjében a legmagasabb hőmérsékleten záródó gránát Sm/Nd rendszer egyértelműen a krétában rögzíti a metamorfózis csúcsát, illetve a kihűlés kezdeti fázisát (93–87 Ma, THÖNI 2002). 7 neogén K/Ar koradatunk (19–13 Ma) a Pohorje keleti és déli szegélyéről, illetve 1 adat a Mura-medencebeli GB–1 fúrás neogén üledékek alatti csillámpalájából származik (*4. ábra*). Minden mintában a datált csillámok többnyire duktilis extenziós szerkezetek részei. Ezért úgy véljük, hogy a kapott miocén koradatok a Pohorje neogénben bekövetkezett képlékeny extenzióját és a talpi metamorf blokk miocénben bekövetkezett jelentős hűlését igazolják. Ezt az értelmezést egy-egy cirkon és apatit fission track adat is alátámasztja: ezek szintén miocén kihűlést jeleznek ~250, ill. ~110–80 °C alá, 19 és 10 millió évvel ezelőtt.

Ugyancsak a kora-miocénben végbemenő gyors lehűlésre utal, hogy a Pohorje közvetlen északi és északkeleti szegélyén a kárpáti üledékek szemcséinek hasadványnyom kora 19,5–22,3 millió év közötti kort mutat (SACHSENHOFER et al. 1998). Ez a leülepedés 18–17 millió éves koránál csak 1,5–5 millió évvel több, ezen időintervallum alatt kerültek a pohorjei kőzetek ~110–80 °C hőmérsékletű mélységtartományból a felszínre.

A Pohorje adataival szemben, a Kozjakból származó muszkovit-minták azt mutatják, hogy itt a kréta metamorfózist követően gyors és jelentős kihűlés történt 102–96 Ma évek között a datált ásványra jellemző 350 °C záródási hőmérséklet alá (*4. ábra*). A hűlés kapcsolatban volt a korai extenziós deformációval, melynek során lapos dőlésű milonitos nyírózónák alakultak ki. A mozgás következtében a milonitos („fillit-fillonit") zóna helyenként közvetlen a perm–mezozoos összlet alá emelkedett. Három cirkon fission track koradat késő-oligocén–kora-miocén kort mutat (27, 25, 22 Ma). Ez a hőtörténeti esemény egyrészt kapcsolható a Periadriai vonal menti magmatizmust követő általános kihűléshez. Az is lehet azonban, hogy ekkor indult meg a mélyebb helyzetű alpi takarók további kitakaródása (exhumációja), ill. kihűlése. A kréta lapos lecsúszósíkok felújulására utal az egyik milonitos képlékeny nyírózóna



4. ábra. Egyszerűsített szelvény a Pohorjétől a Dunántúli-középhegység kibukkanásáig. A szelvény néhány helyen kissé torzított. FODOR & KOROKNAI (2000), FODOR et al. (2002a), FODOR et al. (2003) után. A termokronológiai adatok a teljes területről kerültek bevetítésre (SACHSENHOFER et al. 1998, LELKES-FELVÁRI et al. 2002, THÖNI 2002, FODOR et al. 2002b, FODOR et al. 2003)

Fig. 4 Simplified cross ection from the Pohorje to the outcrops of the Transdanubian Range after FODOR & KOROKNAI (2000), FODOR et al (2002a), FODOR et al (2003b). Some parts of the section are slightly distorted. The termochronological data are projected from the entire area (SACHSENHOFER et al. 1998, LELKES-FELVÁRI et al. 2002, THONI 2002, FODOR et al. 2002b, FODOR et al. 2003a, b)

40 millió éves K/Ar muszkovit kora. Ezt – valószínűleg – kevert korként értelmezhetjük: az egyik populáció a kréta metamorfózisból, míg a másik a késő-oligocén–kora-miocén felújulással kapcsolatban keletkezhetett. Lehetséges, hogy a paleogén kor csak a K/Ar rendszer időleges, krétánál fiatalabb felnyílását mutatja, de ez is fiatal (miocén) hőhatást (vagy tektonikai hatást) sejtet.

Újramozgó nyírózónákkal kapcsolatos plusz hőhatásra utalhat az is, hogy a Kozjak ÉK-i oldalán a nyírózónák feletti kárpáti üledékekben igen magas vitrinit-reflexió értékeket mért SACHSENHOFER et al. (1998). A kárpáti üledékek apatit hasadványnyom kora 12,5–17 milió év, ami a leülepedésnél fiatalabb kor (SACHSENHOFER et al. 1998). Ezt az egykori „lenullázódást" is az üledékképződés utáni felmelegedés hozta létre. A közvetlen környezetben megfigyelt töréses, illetve töréses–képlékeny deformáció a milonitos zóna reaktivációjával további „meleg" metamorf kőzeteket hozott a felszín, illetve a neogén üledékek talpa közelébe (FODOR et al. 2003a, b), és ez lehetett az advektív módon szállított hő forrása (DUNKL et al. 1998).

A Pohorje és a Kozjak közötti határt a Pohorje északi peremén húzódó Lovrenc vető adja (*1, 4. ábra*). Ennek levetett szárnyán kárpáti üledék alól bukkan ki a Kozjak szétcsúszott takarórendszere. Geokronológiai adataink alapján úgy tűnik, hogy a Kozjak levetett tömbjét (az ÉK-i szegély kivételével) a miocénben már nem érte jelentős kiemelkedés, már a krétában jórészt a töréses deformációs tartományba emelkedett (kihűlt). Ezzel szemben, a Lovrenc vető déli (pohorjei) talpi tömbje a miocénben szenvedett jelentős kiemelkedést (*4. ábra*).

Diszkusszió, következtetések

Szerkezeti vizsgálatainkból egyértelmű, hogy a Pohorje–Kozjak képződményeit erős extenziós hatás érte. A képlékeny megnyúlás lapos nyírózónák (milonitos övek), illetve normálvetők kialakulásához vezetett. A képlékeny tágulás és vele kapcsolatos kitakaródás-exhumáció együttes jelenléte alapján a Pohorje–Kozjak metamorf maghegységként értelmezhető. A megfigyelt szerkezeti kép azt is jelenti, hogy a felső-ausztroalpi Magdalensbergi sorozat és a „bakonyi" jellegű, (vagy egyenesen azzal egyező) perm–mezozoos rétegsor extenziós allochtonként helyezkedik el („úszik") mai aljzata felett. Hasonlóan értelmezhetők a muraszombati fúrásokból ismert dolomitlencsék is. Az extenziós szerkezeti geometria a Zalai-medencéig követhető, ahol a Bajánsenye M–I és az őriszentpéteri fúrások között a pohorjei metamorf és „bakonyi" permo–mezozoos egységek normálvető mentén érintkeznek (TARI 1994). A bajánsenyei fúrásban megfigyelt milonitok is a felszíni extenziós deformációval mutatnak rokonságot (LELKES-FELVÁRI et al. 2002).

A termokronológiai adatok alapján az extenziós lecsúszás, illetve az ezt kísérő talpi exhumáció két időszakban történt. A Kozjakban és a Zalai-medence aljzatában inkább a kréta (LELKES-FELVÁRI et al. 2002), a Pohorjéban a miocén kor valószínű. A kréta nyírózónák a Kozjakban és a Zalai-medencében is reaktiválódhattak a miocénben, amire az említett kozjaki bizonyítékok és a Mura–Zalai-

medence legmélyebb miocén félárkának megjelenése utal (TARI 1994, FODOR et al. 2002b).

A Pohorje–Kozjak valamint a DKHE között fenálló szerkezeti-geokronológiai helyzet sok szempontból analóg a szomszédos Ausztroalpi- és Pennini egységekkel, ahol a felsőbb szerkezeti egységek extenziós allochtonként jelennek meg (NEUBAUER et al. 1995, KOROKNAI et al. 1999, TARI 1994, 1996). Ez a mai helyzet csak úgy jöhetett létre, ha az extenziós allochtonok egykor takarók voltak. Ez az Alpok esetében nem kérdéses, míg a fenti adatok a Dunántúli-középhegységi egységre is igazolják annak takarós helyzetét. Megállapításunk teljes összhangban van a DKHE („Bakony") takarós helyzetét mutató korábbi tanulmányokkal és bizonyítékokkal (ÁDÁM & ÁDÁM 1973, ÁDÁM et al. 1990, ÁDÁM et al. 1984, HORVÁTH 1993, TARI 1994, 1996), illetve a „Bakonyt" takaróként ábrázoló térképekkel (VÖRÖS & CSONTOS 1992, CSONTOS in FODOR & CSONTOS 1998).

A Dunántúli-középhegységi egység felső szerkezeti egységként, takaróként való értelmezését támasztja alá az északnyugati szomszédságban, a Kisalföld alatti metamorf egység(ek)ben mért geokronológiai adatok (ÁRKAI & BALOGH 1989, TARI 1994). A változatos, paleozoos–mezozoos kihűlési korok közül a legfiatalabb, 116 millió éves K–Ar kor a takarós eltemetődéssel, azaz a DKHE áttolódásával lehet kapcsolatban (TARI 1994, FODOR & KOROKNAI 2000). A DKHE legfelső szerkezeti helyzetét támogatja, hogy az egység belsejében, annak alsó részén levő paleozoos kőzetek nem szenvedtek kréta metamorf hatást, megőrizték eredeti variszkuszi kihűlési korukat (LELKESNÉ FELVÁRI et al. 1994). A kréta deformációt a Bakony szinklinális szerkezete, pikkelyei (HAAS 1996), illetve az albai, turon deformációkat követő lepusztulási felszínek (KAISER 1997) és lepusztulási termékek (bauxit) jelzik. A posztdeformációs lepusztulással, felszíni oxidációval lehetnek kapcsolatban azok a kréta 105–91 millió éves K/Ar korok, melyek a jura mangánérces sorozatból ismertek (GRASSELY et al. 1994).

A Dunántúli-középhegységi egység mai, „normálvetős" helyzete a kréta és a miocén lecsúszások miatt alakult ki. A „Bakony" miocén lecsúszását TARI et al. (1992) és TARI (1994, 1996) szeizmikus szelvények alapján, míg DUNKL & DEMÉNY (1997) a mélyebb szerkezeti helyzetű Penninikum miocén kihűlésének kimutatásával igazolta. Tanulmányunk ezt a szerkezeti geometriát, ill. fejlődéstörténetet egészíti ki DNy felé térben és a késő-kréta lecsúszás felé időben.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a szlovén–magyar bilaterális együttműködés SLO 6/98 és 15/2000 számú TéT projektjei, valamint BALOGH Kadosa OTKA pályázata támogatták. FODOR László a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János ösztöndíjasa 2001-től. A terepi munkánkat B. JELEN, P. MIOČ, H. RIFELJ, M. TRAJANOVA, Mirijam és Marko VRABEC, N. ZUPANČIČ (Szlovénia), MÁRTON E. és IMRE G. (ELGI, Budapest) segítette. TARI Gábor (Houston, Texas, USA) ötletei és biztatása jelentősen motiválták a munka elkezdését (1995–1998). A kézirat lektorálásáért HAAS Jánost és ÁDÁM Antalt illeti köszönet.

Irodalom – References

ÁDÁM, A. & ÁDÁM, O. 1973: On the investigations of deep structures in the area of the Transdanubian Central Mountains. – *Acta Geodaetica Geophysica et Montanistica* **8**, 473–482.

ÁDÁM, A., NAGY, Z. NEMESI, L. & VARGA, G. 1990: Crustal conductivity anomalies in the Pannonian basin. – *Acta Geodaetica Geophysica et Montanistica* **25**, 279–290.

ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., RÁNER G. & VARGA G. 1984: Az Mk–1 vonalon végzett magnetotellurikus és szeizmikus mérések eredményei. – *MÁELGI Évi Jelentése* **1983**, 37–42.

ÁRKAI, P. & BALOGH, K. 1989: The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, West Hungary: K/Ar dating of K-white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 131–147.

DANK V. & FÜLÖP J. (szerk.) 1990: Magyarország szerkezetföldtani térképe, 1:500 000. – MÁFI.

DUNKL, I. & DEMÉNY, A. 1997: Exhumation of the Rechnitz Window at the border of Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. – *Tectonophysics* **272**, 197–211.

DUNKL, I., GRASEMANN, B. & FRISCH, W. 1998: Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hangingwall syn-rift sediments – an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. – *Tectonopysics* **297**, 31–50.

FODOR L. & CSONTOS L. 1998: Magyarországi szerkezetföldtani kutatások és ezek legújabb eredményei. – *Földtani Közlöny* **128**, 123–143.

FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Tectonic position of the Transdanubian Range unit: A review and some new data. – *Vijesti Hrvatskoga geološkog društva* **37**, 38–40.

FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., RIFELJ, H., KRALJIĆ, M., KEVRIĆ, R., MÁRTON, P., KOROKNAI, B. & BÁLDI-BEKE, M. 2002a: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. – *Geologija* **45**, 103–114.

FODOR, L. JELEN, B., MÁRTON, E. ZUPANČIČ, N., TRAJANOVA, M., RIFELJ, H., PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., KOROKNAI, B., DUNKL, I., HORVÁTH, P., HORVATH, A., VRABEC, M., KRALJIĆ, M. & KEVRIĆ, R. 2002b: Connection of Neogene basin formation, magmatism and cooling of metamorphic rocks in NE Slovenia. – *Geologica Carpathica* **53**, spec. issue, 199–201.

FODOR, L. BALOGH, K., DUNKL, I. PÉCSKAY, Z. KOROKNAI, B. TRAJANOVA, M. VRABEC, M. VRABEC, M. HORVÁTH, P., JANÁK, M. LUPTÁK, B., FRISCH, W., JELEN, B., & RIFELJ, H. 2003a: Structural evolution and exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae* **35**, 118–119.

FODOR L., ZUPANČIČ N., MÁRTON, E., TRAJANOVA, M., BALOGH K., PÉCSKAY, Z., KOROKNAI B., DUNKL I., HORVÁTH, P., VRABEC, M., VRABEC, M., JELEN, B., HORVATH, A. & RIFELJ, H. 2003b: Miocene exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia (Alpine-Pannonian transition). – *Geophysical Research Abstracts* **5**, EAE03–11814.

FLUGEL, H. W. 1988: Steierisches Becken – Südburgenlandische Schwelle – Geologische Karte des prätertiaren Untergrundes, 1:200 000. – Geol. Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, W. 1984: Grosstektonische Neuorientung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – *Jahrb. Geol. Bundesanst.* **127**, 571–632.

GOSAR A. 1995: Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pecarovci and Dankovci structures–Mura depression. – *Geologija* **37–38**, 483–549.

GRASSELY, Gy., BALOGH, K., TÓTH, M. & POLGÁRI, M. 1994: K/Ar age of manganese oxide ores of Úrkút, Hungary: Ar retention in K-bearing Mn minerals. – *Geologica Carpathica* **45**, 3675–373.

HAAS J. (szerk.) 1996: Magyarázó Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával és Magyarország szerkezetföldtani tékérpe című térképlapokhoz. – Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói 186 p.

HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLJENOVIĆ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. 2000: Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian tripple junction. – *Int. Jour. of Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **89**, 377–389.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **225**, 333–358.

JANÁK, M. VRABEC,M. HORVÁTH, P., KONEČNÝ, P. & LUPTÁK, B. 2003: High-pressure to ultragigh-pressure metamorphism of kyanite eclogites from Pohorje, Slovenia: microtextural and thermobarometric evidence. – *Geophysical Research Abstracts* **5**, EAE03–08468.

KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl. Bd. **110**, 1–14.

KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. 1999: Metamorphic and tectonic evolution of the Austroalpine units at the western margin of the Gurktal Nappe complex, Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79**, 277–295.

LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, R. & ZIRPOLI, G. 1994: Lithostratigraphy and Variscan metamorphism of the Paleozoic sequences in the Bakony Mountains, Hungary. – *Mem. Sci. Geol. Padova* **46**, 303–312.

LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, R. & FRANK, W. 2002: Tertiary S–C mylonites from the Bajánsenye–B–M–I borehole, Western Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **45**, 29–44.

LISTER, G. S. & DAVIS, G. A. 1989: The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. – *Journal of Structural Geology* **11**, 65–94.

MIOČ P. 1977: Geologic structure of the Drava Valley between Dravograd and Selnica. – *Geologija* **20**, 193–230.

MIOČ, P. 2003: Outline of the geology of Slovenia. – *Acta Geologica Hungarica* **46**, 3–27.

MIOČ, P. & ZNIDARČIČ, M. 1976: Geological map of Yugoslavia, scale 1:100 000, sheet Slovenj Gradec. – Geol. Surv. of Yugoslavia, Beograd.

NEUBAUER, F., DALLMAYER, R. D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. 1995: Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentation response in a sinistral wrench corridor. – *Tectonophysics* **242**, 79–88.

PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. – *Journal of Structural Geology* **2**, 397–410.

SACHSENHOFER, R. F., DUNKL, I., HASENHÜTTL, C. & JELEN, B. 1998: Miocene thermal history of the southwestern margin of the Styrian Basin: vitrinite reflectance and fission-track data from the Pohorje/Kozjak area (Slovenia). – *Tectonophysics* **297**, 17–29.

TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. – PhD. Thesis, Rice University, Houston, Texas, USA, 501 p.

TARI, G. 1996: Extreme crustal extension in the Rába river extensional coridor (Austria/Hungary). – *Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. Österreich* **41**, 1–18.

TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219.

THÖNI, M. 2002: Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry. – *Chemical Geology* **185**, 255–281.

TRAJANOVA, M. 2002: Significance of mylonites and phyllites in the Pohorje and Kobansko area. – *Geologija* **45**, 149–162.

VÖRÖS, A. & CSONTOS, L. 1992: Mesozoic plate-tectonic reconstruction of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, part II: plate-tectonic reconstruction. – *Terra Nova*, Abstract Supplement **4**, p. 69.

WERNICKE, B. P. 1981: Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. – *Nature* **291**, 645–647.

ZNIDARČIČ, M. & MIOČ, P. 1987: Geological map of the sheet Maribor in Leibnitz, 1:100 000. – Geol. Survey of Ljubljana, Ljubljana, Federal Geological Survey, Beograd.

Kézirat beérkezett: 2003. 08. 14.

Földtani Közlöny 133/4, 547–562 (2003) Budapest

Az Alföld metamorf aljzatának exhumációja a Szeghalmi-hát környékén: palinológiai bizonyítékok

Exhumation of the metamorphic basement of the Pannonian Basin (Szeghalom Dome, SE Hungary) palynological constraints

M. TÓTH Tivadar[1] – †KEDVES Miklós[2] – SCHUBERT Félix[1]

(6 ábra, 2 tábla)

Tárgyszavak: metamorf aljzat, pollen, kiemelkedés-történet
Keywords: metamorphic basement, pollen, uplift history

Abstract

The metamorphic basement of the Great Hungarian Plain consists of blocks of incompatible metamorphic and structural evolution. They got juxtaposed due to subsequent tectonic events from syn-orogenic movements of the Variscan up to the extension of the Pannonian Basin during the Neogene. In this paper we present new data about the Szeghalom Dome, the central crystalline high north from the Békés Basin, which is at present buried by over 2000 m thick Neogene sediments. Metamorphic rocks are crosscut by a conjugated system of microfaults formed in an extensional/transtensional regime. A systematic mineral sequence of calcite1 – quartz – calcite2 fills the cracks throughout the basement, which – based on fluid inclusion data – suggests a decreasing precipitation temperature from > 200 °C down to < 50 °C.

The very last calcite phase contains the plant fragments and pollen grains studied. Data suggest a dominantly terrestrial flora of the Middle Miocene with *Pityosporites microalatus* (POTONIÉ 1931b), THOMSON & PFLUG 1953; *Cedripides dacrydioides* KRUTZSCH 1971; *Cupuliferoipollenites oviformis* (POTONIÉ 1931a) POTONIÉ 1960; *Scabratricolpites hungaricus* KEDVES 1978; *Celtipollenites komloensis* E. NAGY 1969 and *Ericipites longisulcatu* WODEHOUSE 1933 among others. The Szeghalom Island represents an association of "mixed leafy forest" (Ulmus, Fagaceae, Ericaceae) and/or a "mountain mixed forest" (Fagus, Pinus, Cedrus, Abies). Using analogies from the Mecsek Mountains, it is equivalent to the Zengővárkony vegetation described by NAGY (1969).

Taking both fluid inclusion microthermometry and palynological data into account, one can conclude that the metamorphic basement around the study area was exhumed from a significant depth during the Miocene. Such a scenario coincides well with the model of metamorphic core complex evolution described for other parts of the Pannonian Basin.

Összefoglalás

Az Alföld metamorf medencealjzatának felépítésében jelentősen eltérő fejlődésű szerkezeti blokkok vesznek részt, melyek számos tektonikai esemény együttes hatásaként (szinorogén mozgások, posztorogén kiemelkedés, kréta kompresszió, neogén medence kialakulás) kerültek egymás mellé. Munkánkban a Békési-medence északi oldalán található egyik legfontosabb metamorf kiemelkedést, a Szeghalmi-hátat vizsgáltuk. A kristályos aljzat egygenerációs, extenziós/ transztenziós feszültségtérben kialakult repedéshálózatát kitöltő ásványok (kalcit1–kvarc–kalcit2) a fluidumzárvány vizsgálatok tanúsága szerint fokozatosan csökkenő hőmérsékleten, a metamorf tömeg kiemelkedése során váltak ki. Az utolsó, kalcit2 fázisból szeparált szerves törmelékek és pollenek középső-miocén (badeni) szárazföldi flórára utalnak. A legfontosabb meghatározható formák a *Pityosporites microalatus* (POTONIÉ 1931b), THOMSON & PFLUG 1953; a *Cedripides dacrydioides* KRUTZSCH 1971; a *Cupuliferoipollenites oviformis* (POTONIÉ 1931a) POTONIÉ, 1960; a *Scabratricolpites hungaricus* KEDVES 1978; a *Celtipollenites komloensis* E. NAGY 1969 és az *Ericipites longisulcatu* WODEHOUSE 1933. A

[1] SzTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H–6721 Szeged, Egyetem u. 2–6.

[2] SzTE Növénytani Tanszék, H-6721 Szeged, Egyetem u. 2–6.

Szeghalmi-szigeten feltárt társulás „elegyes lomboserdő" (Ulmus, Fagaceae, Ericaceae), és „hegyoldali elegyes erdő" (Fagus, Pinus, Cedrus, Abies) jellegű lehetett, és mecseki analógiát használva a Zengővárkonyi típussal (NAGY 1969) azonosítható.

A fluidum-zárvány mikrotermometriai és a palinológiai adatok összevetése azt mutatja, hogy a metamorf aljzat a vizsgált területen valószínűleg a miocénben emelkedett nagy mélységből az akkori felszínre. Ez a fejlődési kép nem ellentétes az Alföld aljzatában korábban felismert metamorf magkomplexumok kialakulásának modelljével.

Bevezetés

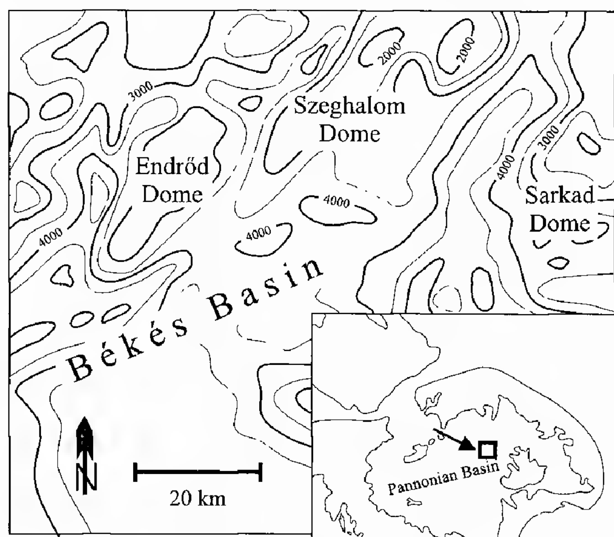
A Pannon-medence preneogén aljzatát jelentős részben variszkuszi korú, közepes és nagyfokú polimetamorf kőzetek építik fel. Az azonos kőzettípusokon és a rekonstruált fejlődéstörténeten (PTt) alapuló, egyes részterületek közötti korreláció lehetősége régóta központi problémája az aljzattal kapcsolatos kutatásoknak. Erre a kérdésre a múltban számos, részleteiben ma is elfogadott válasz született (pl. SZEDERKÉNYI 1984, 1996), melyek eredményeként az aljzatot jelentős kiterjedésű egységes felépítésű részterületekre lehetett osztani (formációk, komplexumok, majd terrénumok; összefoglalva pl. FÜLÖP 1994). Újabb vizsgálatok (pl. M. TÓTH et al. 2000) ugyanakkor arra mutatnak, hogy számos esetben viszonylag kis, néhány 10 km^2-es területeken is lényegesen eltérő, fejlődésükben, felépítésükben inkompatibilis blokkok alkotják az aljzatot, a korreláció lehetőségét nemcsak nagy távolságra, de akár szomszédos fúrások között is lehetetlenné téve.

Az aljzat variszkuszi és posztvariszkuszi fejlődéstörténetét tekintve számos lehetőség kínálkozott a múltban arra, amikor az eltérő fejlődésű mozaik darabok egymás mellé kerülhettek. A metamorf tömeg posztorogén relaxációjához kapcsolódó mozgások eredményeként a litoszféra eltérő mélységeiben kialakult metamorfitok izosztatikus okból felszín közelbe kerülhettek, s az eltérő helyről származó blokkok szelektív mozgásuk következtében mozaikos szerkezetű alaphegységet hozhattak létre. A posztorogén kiemelkedés jelentőségét hangsúlyozza az a tény, hogy a Pannon-medence aljzatában számos fúrás tárt fel perm, majd igen változatos mezozoos üledékeket (pl. SZEPESHÁZY 1970, CSÁSZÁR & HAAS 1984, BÉRCZY-MAKK et al. 1997) arra utalva, hogy ezek az üledékek a már konszolidálódott variszkuszi kőzetekre települtek. Bizonyított (pl. TARI et al. 1999), hogy az aljzat tektonikus fejlődésének fontos eseménye volt az a kréta kompressziós mozgás is, melynek következtében jelentős méretű üledékes takarók, és – mint azt geofizikai értelmezések bizonyítják – aljzattakarók, pikkelyek keletkeztek. Szintén nem hagyhatjuk figyelmen kívül a Pannon-medence neogén korú kinyílásához kapcsolódó tektonikus mozgások jelentőségét, melyek helyenként bizonyítottan jelentős mértékű vertikális és horizontális átrendeződést okoztak a szomszédos metamorf kőzetblokkok viszonyában. TARI et al. (1992, 1999) és POSGAY et al. (1996) számos helyen metamorf magkomplexumok keletkezésére következtetett a szeizmikus szelvények értelmezése alapján.

Az intenzíven tektonizált aljzat mai meglehetősen összetett szerkezeti képe tehát feltehetően a fenti tektonikus események egymásra rakódó hatásának eredményeként jött létre. Adott mintaterületen a három fő deformációs esemény vizsgálata igen fontos lehet, hiszen a metamorf aljzat repedésrendszere több

helyen jelentős szénhidrogén tároló (pl. P'AN 1982, KISS & TÓTH 1985, NELSON 2001, M. TÓTH et al. 2002), és az újabb vizsgálatok szerint az Alföld hidrogeológiai rendszerében a permeábilis aljzat igen aktív szerepet játszik (TÓTH & ALMÁSI 2001). Adott helyen a litológiai felépítéstől és deformáció történettől függően kommunikáló, ásványokkal részben kitöltött repedéshálózat komplex vizsgálata alapján érthetjük meg az aljzati tárolók működését.

Az Alföld kiemelkedően fontos metamorf szénhidrogén tárolói a Békési-medence északi peremén sorakoznak Ny–K-i irányban Szarvas, Endrőd, Szeghalom, Mezősas, Biharkeresztes vonalában (NELSON 2001) (*1. ábra*). Itt az aljzat egymást követő kristályos hátakban a környező 4–7000 m mély részmedencékből –2000 méter közelébe emelkedik. A metamorf hátak közül fúrásokkal legjobban



1. ábra. A preneogén aljzat térképe a Békési-medence északi oldalán. Az izovonalak a jelenlegi felszín alatti mélységet jelölik méterben

Fig. 1 Location map of the Szeghalom Dome in the Central part of the Pannonian Basin. Depth of the pre-Neogene basement is shown by isolines (m). Inset: Location of the study area in the Alpine–Carpathian–Pannonian system

feltárt, s így leginkább ismert a Szeghalmi-hátat felépítő inkompatibilis metamorf fejlődést mutató kőzetblokkok térbeli helyzete. Részletes vizsgálatok folytak a metamorf kőzetek repedésrendszerét kialakító deformációs eseményekkel (SZŰCS 1999), valamint a repedéskitöltő ásványok jellemzésével kapcsolatban is (M. TÓTH 1991, SCHUBERT et al. 2001, JUHÁSZ et al. 2002). Jelen munkában a repedéseket legnagyobb tömegben kitöltő kalcitba zárt pollenek vizsgálatával olyan kérdésekre keresünk választ, mint a repedések cementációjának (s így áttételesen) a töréses deformációnak a kora; az egykor felszínen lévő metamorf kőzettestek őskörnyezete, és mindezek alapján az aljzat exhumációjának körülményei.

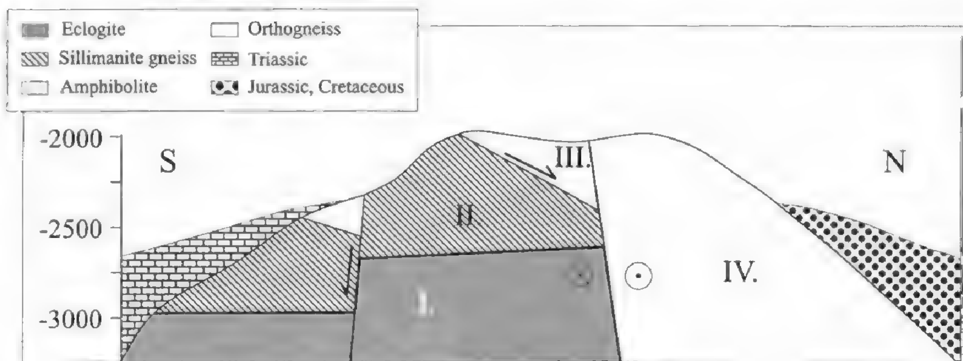
Földtani háttér

A Szeghalmi-hát felépítése és fejlődése

A Szeghalmi-hát felépítésében litológiai és metamorf fejlődéstörténeti alapon négy fő kőzetblokkot lehet megkülönböztetni (2. *ábra*, M. TÓTH et al. 2000). A kristályos hát déli oldalán legmélyebb helyzetben eklogit reliktumokat tartal-

mazó amfibolit nyomozható (M. TÓTH 1995, 1997), mely fölött, feltehetően szinmetamorf tektonikus határ mentén érintkezve, nagy metamorf fokú (T_{max}=650–700 °C) szillimanitos paragneisz jellemzi az aljzatot. E fölött széles kataklázit zóna mentén közepes fokú (T_{max}=570–600 °C) amfibolit, amfibolos gneisz települ. A hát északi oldalán a metamorf aljzatot egységesen milonitosodott (SCHUBERT & M. TÓTH 2001) közepes fokú ortogneisz (T_{max}=550–600 °C) és posztkinematikus gránit alkotja (ZACHAR & M. TÓTH 2001, 2003, M. TÓTH & ZACHAR 2003). Az északi és déli blokk határát feltehetően a több szerző (pl. POSGAY & SZENTGYÖRGYI 1990, ALBU & PÁPA 1992, D. LŐRINCZ 1996) által kimutatott, koraimiocén korú jobbos oldalelmozdulási zóna alkotja, mely a Szeghalmi-hát déli oldalán transztenziós deformációs rezsimet indukált.

Az intenzíven tektonizált aljzatban a törések között dominálnak a meredek normál vetők. A repedések relatív csapás- és dőlésértékei – a különböző litológiájú magokon mérve – hasonlónak bizonyultak, s egygenerációs konjugált vetőrendszert alkotnak (*3. ábra*, SZŰCS 1999 után). A déli egységben és az északi oldal jelentős részén a repedéseket következetesen megfigyelhető ásványszekvencia tölti ki; pirit, illit/klorit, kalcit (cc1), kvarc, kalcit (cc2) és



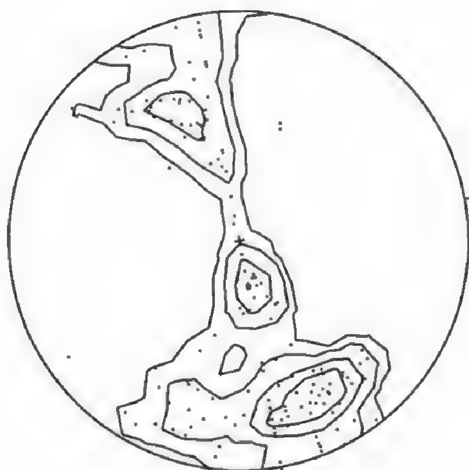
2. ábra. A preneogén aljzat vázlatos É–D-i szelvénye a Szeghalmi-hátonkeresztül. I–IV jelöli az eltérő metamorf blokkokat

Fig. 2 Schematic structural N–S profile across the Szeghalom Dome. I–IV indicate the structural blocks

laumontit váltak ki egymást követően (*4. ábra*, M. TÓTH 1991). A korai pirit lényegében tiszta FeS_2 összetételű, a szennyező nyomelemek elenyészően alacsony mennyisége alapján az ásványtársaság magmás működéshez kapcsolódó hidrotermás eredete kizárható (M. TÓTH 1991). JUHÁSZ et al. (2002) fluidum-zárvány mérései alapján a chl-cc1-qtz-cc2 ásványszekvencia csökkenő hőmérséklet mellett, a metamorf tömeg kiemelkedése során keletkezett. A korai kloritot és kalcitot (cc1) követő repedéskitöltő kvarc vizes és szénhidrogén zárványokat is tartalmaz, melyek vizsgálata egységesen 130 °C körüli bezáródást, de a hát különböző területein eltérő kémiai összetételű kőolaj jelenlétét mutatta (SCHUBERT et al. 2001, SCHUBERT 2002, 2003). Mindez arra utal, hogy a kristályos tömeg kiemelkedése lényegében egyszerre zajlott, de a repedéshálózat jellegéből adódóan független, egymással nem kommunikáló

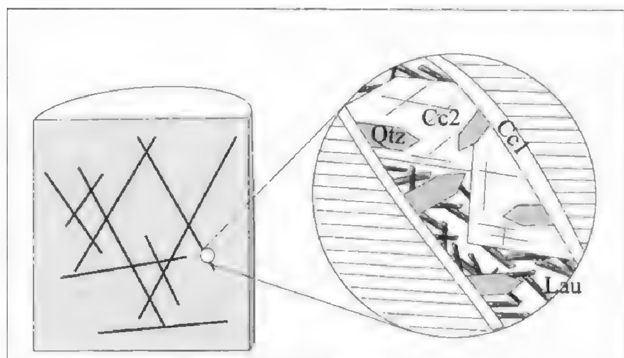
hidrológiai rezsimek létezhettek egymás mellett. A késői kalcit (cc2) keletkezése felszín közeli (<50 °C) folyamatokhoz köthető. A késői laumontit meg-jelenését JUHÁSZ et al. (2002) az aljzat süllyedését követő ismételt emel-kedéssel magyarázzák, és a nyitott repedések indikátorának tartják, mivel az ásvány stabilitása alacsony CO_2 fugacitáshoz kapcsolódik.

A vizsgált területtől északra a metamorf aljzaton mecseki típusú, pelágikus környezetre utaló pelites jura és sekélytengeri alsó-kréta, míg délen villányi típusú triász üledékek településnek (BÉRCZI-MAKK et al. 1997) mutatva, hogy a konszolidálódott variszkuszi aljzat részleteiben már a kora-mezozoikumban felszínen volt. Az északi oldalon az üledékes sorozatok részben a kréta kompressziós mozgások során kialakult metamorf takarók alatt, inverz helyzetben találhatók. A kristályos kőzetek és a fedő üledékek határa rendszerint intenzíven breccsásodott. A már a mezozoikum során felszínen lévő metamorf aljzat modelljét képviseli SZEDERKÉNYI (1984) is, aki szerint a repedéskitöltő laumontit megjelenése a posztvariszkuszi relaxációval egyidejű lehűlés során a plagioklászok hidratációjának eredménye lehet.



3. ábra. Fúrómagon mért mikrovetők jellegzetes eloszlása (póluspontokként, Schmidt hálón ábrázolva; Szeghalom–2, amfibolit). A mag nem irányított (SZŰCS, 1999 után)

Fig. 3 Typical Schmidt nets (poles) of microfaults measured on a borecore specimen (Szeghalom–2, amphibolite). The core is not oriented (After SZŰCS 1999)



4. ábra. A Szeghalom környéki metamorf kőzetekben általános repedéskitöltő szekvencia kalcit1 – kvarc – kalcit2 – laumontit

Fig. 4 The systematic vein filling mineral sequence consists of cc1, qtz, cc2 and laumontite

A kiemelt hátakat a transzgredáló Pannon-tenger középső-, és felső-miocén üledékei fedik, paleontológiai adatok alapján a Szeghalmi-hát esetében a legidősebb abráziós konglomerátumok badeni korúak (ÁRGYELÁN 2001), s szintén badeni korú a kiemelt kristályos hátat övező zátonyok lithotamniumos mészköve.

A kalcit jellemzői

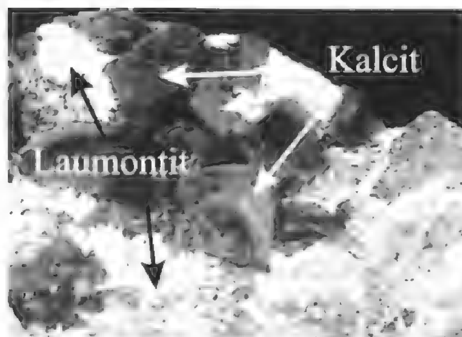
A teljes repedéskitöltő szekvencia részletes vizsgálata során JUHÁSZ et al. (2002) meghatározták a kérdéses kalcitfázis kémiai (nyomelem és stabil izotóp) jellemzőit, valamint fluidum-zárványainak mikrotermometriai adatait is. Megállapították, hogy a két eltérő színben előforduló (halvány barna, illetve színtelen) kalcit kristályok minden mért paramétere megegyezik egymással, az elszíneződést mikromennyiségű diszperz szerves anyag okozhatja. A 9 különböző fúrásból mintázott szemcsék közel 500 elektron mikroszonda mérésének eredménye azt mutatta, hogy a lényegében tiszta kalcit kristályok $[(Fe+Mn+Mg+Sr)CO_3<1\%]$ kémiai összetételükben homogének, és a teljes vizsgált területen azonos jelleget mutatnak. Izotóp összetételük (12 minta alapján) szintén egységes, $\delta^{18}O_{PDB}$ = –12,41±1,33%, $\delta^{13}C_{PDB}$ = –5,54±1,19% értékek mellett. A kalcitokban található elsődleges eredetű, egyfázisú, vizes fluidum-zárványok 50 °C alatti keletkezésre utalnak (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Ezt az intervallumot, mint a kalcit keletkezési hőmérsékletét figyelembe véve, FRIEDMAN & O'NEIL (1977) frakcionációs egyenlete alapján az eredeti pórusvízre –9,5 ±1,5 $\delta^{18}O$ érték számolható, ami lényegében azonos a MÁTYÁS et al. (1996) által a késő-miocénre feltételezett meteorikus víz összetételével.

Módszerek

Három fúrás repedéskitöltő kalcit kristályait vizsgáltuk palinológiai szempontból. Az esetleges külső szennyeződés eltávolítása felszíni savas (HCl, HF) maratással történt. A szerves maradványokat HF és H_2O keverékével tártuk fel, a savazást, mosást többször ismételve. A kolloidális állapotú szervetlen alkotókat 5g H_3BO_4, 80 ml HCl és 920 ml H_2O keverékében oldottuk fel. Fénymikroszkópos vizsgálatra alkalmas preparátumok készítése során 39% hidratációs fokú glicerinzselatinátot használtunk.

A vizsgált minták

Bár a vizsgált kalcit fázis a hát teljes területén, a legtöbb fúrás repedéseiben megjelenik, palinológiai vizsgálatra megfelelő méretű kristályokat (kb. 1 cm) csak három mintában találtunk. A Sz–24 fúrás a hát északi oldalán ortogneiszt harántolt, ennek meredek (60–80°-os) repedéseiben a cc2 fázis mellett más repedéskitöltő ásvány nem jelenik meg. A Sz–173 fúrás teljes vastagságában a hát központi oldalán jellemző amfibolit – amfibolos biotit gneisz szakaszt tárja fel. A rendkívül sűrű, meredek repedéshálózatban a kvarc kivételével a teljes érkitöltő ásványszekvencia megjelenik csakúgy, mint a Sz–180 fúrás által feltárt szillimanitos biotit gneisz repedéseiben (*5. ábra*). A romboéderes habitusú fennőtt kalcitkristályok az utóbbi két esetben halvány barna színűek, míg a Sz–24 fúrás kalcitja színtelen, áttetsző.



5. *ábra.* A pollen-tartalmú kalcit helyzete a repedéskitöltő ásvány szekvenciában (Sz–180). A kép szélessége 5 cm.

Fig. 5 Photomicrograph demonstrating position of the pollen-bearing cc2 in the vein filling sequence (Sz–180). Width of the photo is 5 cms

Palinológiai eredmények

A vizsgált minták kis mennyiségük miatt viszonylag kevés szerves maradványt tartalmaztak, ezek rossz megtartása sok esetben nem tette lehetővé a pontos meghatározást. A kapott adatokat az alábbiakban foglaljuk össze.

Szöveti maradványok. A szerves maradványok között nagy mennyiségben fordult elő sötét színű, égett növényi szövet (*I/1. tábla*), a fekete tracheida fragmentumokon modern típusú udvaros gödörkék jelennek meg (GREGUSS 1955 – *I/2. tábla*). Ez a szöveti típus számos fenyő famíliában jellemző, mint pl. *Abietaceae, Taxodiaceae.* Emellett rost és rosttracheida töredékek is előfordulnak a mintákban.

Degradált szerves maradványok. Közelebbről meghatározhatatlan maradványok, melyek morfológiai jellegük alapján mikrobiális aktivitásra utalnak (*I/3. tábla*).

Degradált alga/gomba spóra maradványok. Minden mintában előfordultak közelebbről meg nem határozható, alga és gomba maradványok (*I/4. tábla*), mint jellegzetesen csomókba rendeződött sárga gömb alakú struktúrák. Ezek mellett kis számban roncsolt *Dinoflagellatae* (*I/5. tábla*), *Botryococcus* telep (*Heliospermopsis hungaricus* NAGY 1965, *I/6. tábla*) és *Hystrichosphaeridae* (*I/7. tábla*) maradványait azonosítottuk.

Nyitvatermő pollenek. Határozásra alkalmas megtartásban a minta kizárólag légzsákos nyitvatermő polleneket tartalmaz, mint *Pityosporites microalatus* (POTONIÉ 1931b), THOMSON & PFLUG 1953 f. *minor* (Abietaceae, Pinus); cf. *Cedripides dacrydioides* KRUTZSCH 1971, (cf. Cedrus).

Zárvatermő pollenek. Meghatározható zárvatermő fák pollenjei a *Fagaceae; Cupuliferoipollenites oviformis* (POTONIÉ 1931a) POTONIÉ 1960, *Fagaceae,* cf. *Castaneae,* (*II/3, 4. tábla*); *Scabratricolpites hungaricus* KEDVES 1978, *Fagaceae, Quercus* (*II/5. tábla*); *Celtipollenites komloensis* E. NAGY 1969, *Ulmaceae, Celtis* (*II/6. tábla*). Zárvatermő cserjék közül jelentős az *Ericaceae* jelenléte; *Ericipites longisulcatu* WODEHOUSE 1933 (*II/7. tábla*). Lágyszárúak közül határozható megtartásban *Chenopodiaceae* került elő.

A három vizsgált mélyfúrás repedéskitöltő kalcit kristályaiban talált szerves maradványok között sem összetételben, sem mennyiségben, sem az egyes alkotók arányában nem találtunk szignifikáns eltérést.

Diszkusszió

A vizsgált fúrómagokon kézipéldány méretben mind a gneisz, mind az amfibolit mintákban két, egymással közel 60°-ot bezáró fő törésirány jelentkezik, ezek mellett kisszámú lapos szögű repedés figyelhető meg. Ez a kép dominánsan egygenerációs, konjugált normálvető hálózatra utal. A töréses deformáció egygenerációs jellegét erősítik a korábbi vizsgálatok eredményei is, miszerint a vizsgált területen a repedéseket egységes ásvány szekvencia tölti ki. Ezek keletkezése a fluidum-zárvány mikrotermometriai adatok alapján csökkenő hőmérséklethez kapcsolódik (qtz: 130 °C; cc2: <50 °C), az izotóp-geokémiai és ásványkémiai adatok pedig arra utaltak, hogy a jelen dolgozatban vizsgált kalcit keletkezése meteorikusan bepótlódó vízhez kapcsolódott. Ez a vertikális vízáramlás szállíthatta a felszíni szerves törmelékeket, illetve polleneket a repedések mentén, átlagos geotermikus viszonyok mellett kb. 1–2 km mélységre. A hosszú szállítási utat csak a legellenállóbb maradványok élhették túl, melyek végül a kalcitkiválás eredményeként megőrződtek. A szelektív fosszilizáció fontosságára különösen a szöveti maradványok esetében megfigyelhető széles spektrumon eltérő megtartási állapot hívja fel a figyelmet. Eredményeként bizonyosan nem kaphatunk teljes képet az egykori flóráról; mind anyagában, mind az egyes fajok arányaiban jelentősen torzult az eredeti összetétel.

A rendelkezésre álló adatok ennek ellenére mind őskörnyezetben, mind korban egységes képet tárnak fel. A néhány tengeri környezetre utaló forma mellett dominánsan egykori kiemelt szárazulaton élő, terresztrikus növények maradványai őrződtek meg a repedésekben. A meghatározott lombhullató zárvatermő csoportok nagy része (pl. *Quercus*, *Fagaceae*) a késő-krétában jelent meg. Bár ugyanez elmondható az *Ulmaceae* esetében is, ennek elterjedése, és általános megjelenése a pollenspektrumban az oligocén után válik jelentőssé. Hasonlóan kainozoos korú bezáródásra utal az *Ericaceae* és a *Chenopodiaceae* megjelenése. A tágabb környezet pollen adatait vizsgálva megállapítható, hogy – a késő-jurától önálló mikrokontinensként megjelenő – Tisza egység területéről a legidősebb Cedrus maradványok miocén korúak. A faj pontossággal határozható alakok közül biztos korjelző a *Celtipollenites komloensis*, amely középső-miocén kort bizonyít. Szintén szárazföldi környezetet, és kora-, középső-miocén kort bizonyít a *Heliospeprmopsis hungaricus* algafaj megjelenése (Nagy 1965). A teljes pollen anyagot együtt kezelve az egykori vegetáció legvalószínűbb korának a késő-miocén adható. Bár Mátyás & Matter (1997) vizsgálatai arra mutatnak, hogy a vizsgált területen a késő-miocén transzgresszió után is volt lehetőség meteorikus eredetű vizek mélybeáramlására, a teljes Pannon-medencében általános tengerelöntés alapján kizárható kizárólag terresztrikus eredetű növényi maradványoknak a medence belsejében történt felhalmozódása. Szedimentológiai bizonyítékok alapján tehát a középső-miocén kor, mint legfiatalabb határ fogadható el a vizsgált flóra korának.

A Tisza egység területén belül a középső-miocén flóra tér-, és időbeli változását a Mecsekben ismerjük a legjobban. A mai hegységet ebben az időben szigetek sokasága alkotta, melyeken a vízparttól távolodva markánsan eltérő vegetáció típusok jelentek meg. Pálfalvy (1964) hat társulást ismert fel, melyek közül a Szeghalmi-háton vizsgált pollenek egyértelműen megfeleltethetők a

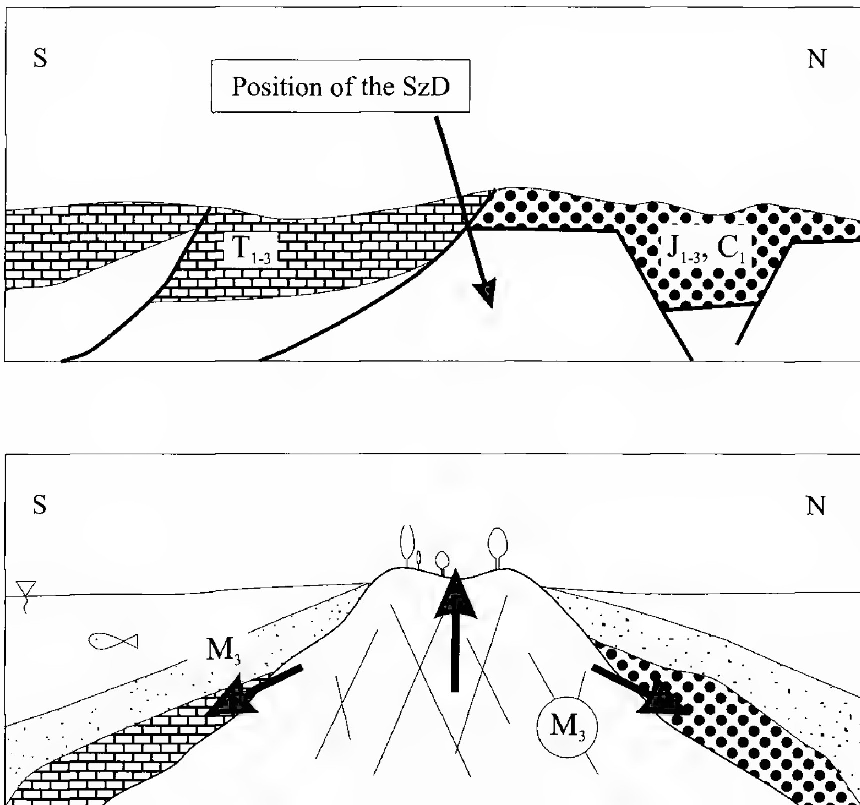
„lombhullató erdő sok fenyővel" társulással. A NAGY E. (1967) által adott négyosztatú beosztást használva a Szeghalmi-szigeten feltárt társulás „elegyes lomboserdő" (*Ulmus, Fagaceae, Ericaceae*), és „hegyoldali elegyes erdő" (*Fagus, Pinus, Cedrus, Abies*) jellegű lehetett, s így a Zengővárkonyi típussal azonosítható. Itt jellegzetesen paleotrópusi örökzöld flóraelemek (*Cedrus*) és lombhullató arktotercier flóraelemek (*Fagaceae, Quercus*) keverednek. Ez a vegetációtípus általánosan elterjedt a középső-miocén tenger szigetvilágában. Feltűnő a vízparti társulásokra jellemző magasabbrendű formák teljes hiánya, ami vagy viszonylag kiterjedt szárazföldre utal, vagy a szelektív fosszilizáció eredménye. Figyelembe véve, hogy középső-miocén (badeni) korúak a vizsgált alaphegység kiemelkedést övező zátonyok, valamint a kristályos alaphegységet helyenként fedő abráziós konglomerátum is, jelentős kiterjedésű szárazföld ebben az időben nem képzelhető el. A Szeghalmi-hát a kalcit keletkezésének idején ennek megfelelően sziget lehetett.

A Kárpát-medence területén végzett korábbi részletes palinológiai vizsgálatok eredményeként igen részletes és egységes képünk van a medence éghajlattani, növényföldrajzi változásairól a neogén folyamán (részletes összefoglalás, pl. NAGY 1999). Úgy véljük ugyanakkor, hogy a vizsgált kalcit szemcsékben azonosított néhányszor tíz darab pollen szemcse nem elegendő ahhoz, hogy a fent vázolt paleobotanikai képnél részletesebben körül tudjuk határolni a Szeghalmi-sziget helyzetét ebben a komplex, és gyorsan változó rendszerben.

A korábbi mikrotermometriai vizsgálatok alapján regionális érvényűnek fogadható el, hogy a pollen tartalmú kalcitot a repedéskitöltő szekvenciában a teljes vizsgált területen megelőző kvarc (M. TÓTH 1991, JUHÁSZ et al. 2002, SCHUBERT et al. 2001) 130 °C körül keletkezett (SCHUBERT 2003). Az egygenerációs, extenziós, esetleg transztenziós feszültségtérben keletkezett töréseket kitöltő ásványszekvencia kialakulása mindezek alapján csökkenő hőmérséklethez köthető. A hőmérséklet csökkenésének fontos oka lehetett a riftesedett medencében megemelkedett hőfluxus fokozatos lecsengése, bár ez önmagában nem magyarázza a felszín közvetlen közelében bekövetkezett közel 100 fokos lehűlést (130 → <50 °C). Mivel a pirit alacsony nyomelem tartalma, a kvarcban talált szénhidrogén zárványok és a kalcitok nyomelem, izotóp összetétele valamint a bezárt pollenek jelenléte alapján a megfigyelt ásványszekvencia hidrotermás keletkezése biztonsággal kizárható, valószínű, hogy a repedéskitöltő ásványok csökkenő hőmérsékleten történt kristályosodása a hát fokozatos emelkedéséhez köthető. Mint a jelen palinológiai vizsgálatok bizonyítják, az exhumáció legvalószínűbb időszaka a középső-miocén lehetett, s közvetlen oka a Pannon-medence kinyílásával egyidejű lokális vertikális mozgás volt (ROYDEN 1988). A Szeghalmi-hát jelenleg kiemelt területe ennek megfelelően korábban nem volt felszínközelben, a hát északi és déli oldalát jelenleg fedő, illetve azzal analóg mezozoos üledékek nem a ma legmagasabb szerkezeti helyzetű metamorf képződményekre települtek (*6. ábra, a*). Az üledékes kőzetek a feküt alkotó metamorf képződmények ismeretlen vastagságú részével együtt a középső-miocén során kiemelkedő aljzatról lenyíródtak, esetleg lepusztultak (*6. ábra, b*). Ez lehet az oka annak, hogy bár a vizsgált terület közvetlen környezetében jelentős vastagságú mezozóos összlet fedi a kristályos aljzatot, mezozoos flóra nyomait a repedéskitöltő kalcitban nem fedezhettük fel. A Szeghalom kristályos magkomplexum

keletkezésének palinológiai adatok alapján valószínűsíthető kora jól egyezik a Pannon-medence kialakulásának korai szakaszával (a fő riftesedés korával), s a többi magkomplexum keletkezésével (pl. TARI et al. 1992).

A palinológiai adatok alapján több fontos, további vizsgálatot igénylő közvetett állítás fogalmazható meg a kristályos aljzat fejlődésével kapcsolatban. A pollen tartalmú kalcitot a repedésekben megelőző kvarc, és így a belezárt különböző típusú kőolaj zárványok idősebbek a területen jelenleg termelt szénhidrogének anyakőzeténél (TELEKI et al. 1994). Tehát potenciális anyakőzetként valamely mezozoos üledékes képződmény jöhet számításba. Ennek, valamint a keletkezett szénhidrogének migrációs útvonalának vizsgálata a jövő feladata. A kalcitot követő laumontit képződése alacsony CO_2 fugacitású környezetet jelez, amit JUHÁSZ et al. (2002) a törések reaktiválódásához köt. Jelen vizsgálatok eredményei alapján ez a kristályos aljzat fejlődésének legfiatalabb szakaszához



6. ábra. A Szeghalmi-hát (SzD) középső-miocén fejlődési vázlata. a) A badeni korszakot megelőzően a metamorf aljzatot különböző mezozoos üledékek fedték (vö. BÉRCZI-MAKK et al. 1997, 8. ábra) b) A miocén riftesedés során a mélyen eltemetett metamorf kőzetek exhumálódtak

Fig. 6 A two-fold scenario of the Middle Miocene evolution of the Szeghalom Dome (SzD). a) before the Badenian, metamorphic basement was covered by different mesozoic formations (c.f. BÉRCZI-MAKK et al. 1997). b) During the Miocene crustal-scale extension a deeply burried metamorphic core were exhumed and got influenced by meteoric water. Previous surface blocks are detached

köthető, s így a laumontit a jelenleg is nyitott repedésrendszer indikátoraként értelmezhető.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik SÜTŐNÉ SZENTAI M. segítségét az algamaradványok határozásában. Köszönjük NAGY E. és DUNKL I. alapos bírálatát és kritikai észrevételeit. A munkát támogatta az OTKA (F32792), az FKFP (0139/2001) és a Bolyai Ösztöndíj Alapítvány.

Irodalom – References

ALBU, I. & PÁPA, A. 1992: Application of high-resolution seismics in studying reservoir characteristics of hydrocarbon deposits in Hungary. – *Geophysics* 1068 1088.

ÁRGYELÁN, T. 2001: Miocén konglomerátumok kavicsanalízise a Szeghalom-háton - Szakdolgozat SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék.

BÉRCZI-MAKK, A., CSÁSZÁR, G. & NUSSZER, A. 1997: A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozóos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlata. – *Földtani Közlöny* **126/2–3**, 185–207.

CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1984: The Cretaceous in Hungary: a review. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 417–428.

D. LŐRINCZ K. 1996: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. – *Magyar Geofizika* **37/4**, 228–246.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interes. – In: FLEISCHER, M. (Ed.): Data of geochemistry – *USGS Professional Papers*, 440–K.

FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. – Akadémiai Kiadó, Budapest.

GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Note 31, 199 p.

GREGUSS, P. 1955: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. – Akadémiai Kiadó, Budapest.

JUHÁSZ, A., M. TÓTH, T., RAMSEYER, K. & MATTER, A. 2002: Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. – *Chemical Geology* **182**, 91–120.

KEDVES, M. 1978: Paleogene fossil sporomorphs of the Bakony Mountains Part III. – *Studia Biologica Hungarica* **15**, 1–166.

KISS, B. & TÓTH, J. 1985: Well Log Interpretation of Metamorphic Hydrocarbon-Bearing Formations. – *EAEG Conf. Issue, First Break* 3/5, 24–31.

KRUTZSCH, W. 1971: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief. VI (Saccites und „Inaperturates"). – VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.

M. TÓTH, T. 1991: Origin of some minerals from the crystalline basement of Szeghalom, Eastern Hungary. – *Acta Miner. Petr. Szeged* **32**, 59–63.

M. TÓTH, T. 1995: Retrograded eclogite in the crystalline basement of Tisza Unit, Hungary. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* **36**, 117–128.

M. TÓTH, T. 1997: Retrograded eclogite from the Kőrös Complex (Eastern Hungary): Records of a two-phase metamorphic evolution in the Tisia composite terrane. – *Acta Miner. Petr. Szeged* **38**, 51–63.

M. TÓTH, T. & ZACHAR, J. 2003: Evolution of the Déva orthogneiss (Tisza Block, Hungary) and its geodynamic consequences. – *Journal of the Czech Geological Society* **48/1–2**, 127–128.

M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. & ZACHAR, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom dome, Pannonian Basin, E. Hungary. – *Journal of Geology* **35/3–4**, 265–284.

M. TÓTH, T., FÖLDES, T., SCHUBERT, F., HOLLÓS, Cs. & KOMLÓSI, J. 2002: Modelling of the fractured Dorozsma crystalline reservoir, SE Pannonian Basin. – *64th EAGE Conference and Exhibition Extended Abstracts*, p. 298.

MÁTYÁS, J., BURNS, S. J., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1996: What can stable isotopes say about salinity? An example from the late Miocene Pannonian Lake. – *Palaios* 5, 31–39.

MÁTYÁS, J. & MATTER, A. 1997: Diagenetic indicators of meteoric flow in the Pannonian Basin, southeastern Hungary. – In: MONTANEZ, I. P., GREGG, J. M. & SHELTON, K. L. (Eds): Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations. – *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 57, 281–296.

NAGY, E. 1965: The microplancton in the Neogene of the Mecsek Mountains. – *Acta Bot. Acad. Sci. Hung.* **11**, 197–216.

NAGY, E. 1967: Palynological study of the Neogene deposits of the Mecsek Mountains (Hungary). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **3**, 111–120.

NAGY E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 52, 235–650.

NAGY, E. 1993: A paleoenvironmental reconstruction of the Hungarian Neogene. – *Annual Report of the Hungarian Geological Survey*, 263–274.

NAGY, E. 1999: Palynological correlation of the Neogene of the Central Paratethys. – Geological Institute of Hungary, Budapest.

NELSON, R. A. 2001: Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. – Gulf Publishing Co. Book Division, 2nd Edition, 332 p.

P'AN, C. H. 1982: Petroleum in Basement Rocks. – *AAPG Bulletin* **66/10**, 1597–1643.

PÁLFALVY I. 1964: A Mecsek hegység helvét–torton flórája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentés* **1961/I**, 185–199.

POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAI, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., JÁNVÁRINÉ, K. I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I. & SZALAY, Á. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geophysical Transactions* **40/1–2**, 1–44.

POSGAY, K. & SZENTGYÖRGYI, K. 1990: A litoszférát harántoló eltolódásos törésrendszer a Pannon-medence keleti részén. – *Magyar Geofizika* **32/1–2**, 1–15.

POTONIÉ, R. 1931a: Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Blütensaubformen. – *Z. Braunkohlen* **30**, 325–333.

POTONIÉ, R. 1931b: Pollenformen aus tertiären Braunkohlen. – *Jb. Preuss. Geol. Landesamt* **52**, 1–7.

POTONIÉ, R. 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites mit Generalregister zu Teil I–III – *Beih. Geol. Jb.* **39**, 1–189.

ROYDEN, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds): The Pannonian Basin a Study in Basin Evolution. – *AAPG Memoir* **45**, 27–48.

SCHUBERT F. 2002: Eltérő összetételű, szénhidrogén tartalmú fluidum migráció a Szeghalom dómon. – Kézirat, Szegedi Akadémiai Bizottság.

SCHUBERT F. 2003: Szénhidrogén-tartalmú paleofluidum-migráció nyomainak rekonstrukciója az Alföld kristályos aljzatában, a Szeghalom-dóm területén. – PhD értekezés, SZTE

SCHUBERT, F., DIAMOND, L. W. & M. TÓTH, T. 2001: Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in fracture-filling quartz from the crystalline basement of the Pannonian Basin (SE Hungary). – *Memórias* **7**, 395–398.

SCHUBERT, F. & M. TÓTH, T. 2001: Structural evolution of mylonitized gneiss zone from the northern flank of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). – *Acta Miner.-Petr. Szeged.* **42**, 59–64.

SZEDERKÉNYI T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – Akadémiai Doktori Értekezés MTA, Budapest.

SZEDERKÉNYI, T. 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of the Tisia megaunit (Tisia megaunit terrane). – *Acta Miner.-Petr., Szeged* **37**, 143–160.

SZEPESHÁZY K. 1970: A Tiszántúl középső részének jura időszaki képződményei a szénhidrogén-kutató fúrások adatai alapján. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1970**, 67–78.

SZŰCS É. 1999: A Szeghalom-dóm metamorf kőzeteinek miokrotektonikai vizsgálata. – Diplomamunka SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék.

TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219.

TARI, G., DOVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LANKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds): The Mediterranean Basins:

Tertiary Extension within the Alpine Orogen. – *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.

Teleki, P. G., Mattick, R. E. & Kókai, J. (Eds) 1994: Basin Analysis in Petroleum Exploration. – Kluwer Academic Publishers, 331 p.

Thomson, P. F. & Pflug, H. D. 1953: Pollen und Spores des Mitteleuropäischen Tertiärs. – *Paleontographica B* **94/2**, 1–138.

Tóth, J. & Almási, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. – *Geofluids* **1**, 11–36.

Wodehouse, R. P. 1933: The oil shales of Eocene Green River Formation. – *Bull. Torr. Bot. Club* **60**, 479–524.

Zachar J. & M Tóth, T. 2001: Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary) Part II. Origin and spatial relationships. – *Acta Min.-Petr.* Szeged. **42**, 39–43.

Zachar J. & M Tóth, T. 2003: Xenoliths of various metamorphic evolutions in the Déva orthogneiss (Tisza Block, Hungary). – *Journal of the Czech Geological Society* **48/1–2**, 137–138.

Kézirat beérkezett: 2002. 12. 05.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I.

1. Erősen szénült szöveti törmelék, valószínűleg nyitvartermő tracheida maradványa. Prep. Sz–180–9, keresztasztalszám: 7.8/135.4
   Carbonized plant fragment, probably relict of tracheida of Gymnospermae. Prep. Sz–180–9, cross-table number: 7.8/135.4

2. Szénült tracheida törmelék modern típusú udvaros gödörkézettséggel. Fejlett fenyő maradványa. Prep. Sz–24–5/1, keresztasztalszám: 11.7/133.4
   Carbonized tracheida fragment with modern type bordered pits. Relict of an advanced pine species. Prep. Sz–24–5/1, cross-table number: 11.7/133.4

3. Degradált szenes maradvány, helyenként apró szemcsékkel vagy üregekkel, mely mikrobiális degradációra enged következtetni. Prep. Sz–180–6, keresztasztalszám: 17.9/137.7
   Shattered, carbonized fragment with tiny holes suggesting microbial activity. Prep. Sz–180–6, cross-table number: 17.9/137.7

4. Rendszerint csomókba rendeződő sárga, gömbalakú szerves maradványok alga, vagy degradált gombaspóra eredettel. Prep. Sz–180–6, keresztasztalszám: 23.8/125.2
   Cluster of yellow coloured spheric fragments with a probable fungi or algae origin. Prep. Sz–180–6, cross-table number: 23.8/125.2

5. Roncsolt alga, Dinoflagellatae ciszta. Prep. Sz–180–1, keresztasztalszám: 6.9/138.2
   Fragment of Dinoflagellatae cyst. Prep. Sz–180–1, cross-table number: 6.9/138.2

6. Cf. *Heliospermopsis hungaricus* E. Nagy, 1965. Prep. Sz–180–5, keresztasztalszám: 18.4/139.3
   Cf. Heliospermopsis hungaricus E. Nagy, 1965. Prep. Sz–180–5, cross-table number: 18.4/139.3

7. Roncsolt Hystrichosphaeridae sósvízi, vagy brack vízi környezetet jelezve. Prep. Sz–180–1, keresztasztalszám: 6.9/138.2
   Shattered Hystrichosphaeridae suggesting brack or salt water environment. Prep. Sz–180–1, cross-table number: 6.9/138.2

II. tábla – Plate II

1. *Pityosporites microalatus* (POTONIÉ, 1931) THOMSON & PFLUG, 1953 f. *minor*, Abietaceae, Pinus haploxylon típus. Prep. Sz–180–6, keresztasztalszám: 22.8/137.4
Pityosporites microalatus (POTONIÉ, 1931) THOMSON & PFLUG, 1953 f. minor, Abietaceae, Pinus haploxylon type. Prep. Sz–180–6, cross-table number: 22.8/137.4

2. Cf. *Cedripites dacrydioides* KRUTZSCH, 1971, cf. Cedrus erősen degradált szerves maradványokba beágyazva. A halvány szerves maradványok között látható sötét szemcsék feltehetően mikrobiális tevékenységre utalnak. Prep. Sz–180–8, keresztasztalszám: 22.6/129.3
Cf. Cedripites dacrydioides KRUTZSCH, 1971, the dark grains among the organic relicts suggest microbial activity. Prep. Sz–180–8, cross-table number: 22.6/129.3

3. *Cupuliferoipollenites oviformis* (POTONIÉ, 1931a) POTONIÉ, 1960, Fagaceae, cf. Castanea. Prep. Sz–24–5/1, keresztasztalszám: 24.9/126.8
Cupuliferoipollenites oviformis (POTONIÉ, 1931a) POTONIÉ, 1960, Fagaceae, cf. Castanea. Prep. Sz–24–5/1, cross-table number: 24.9/126.8

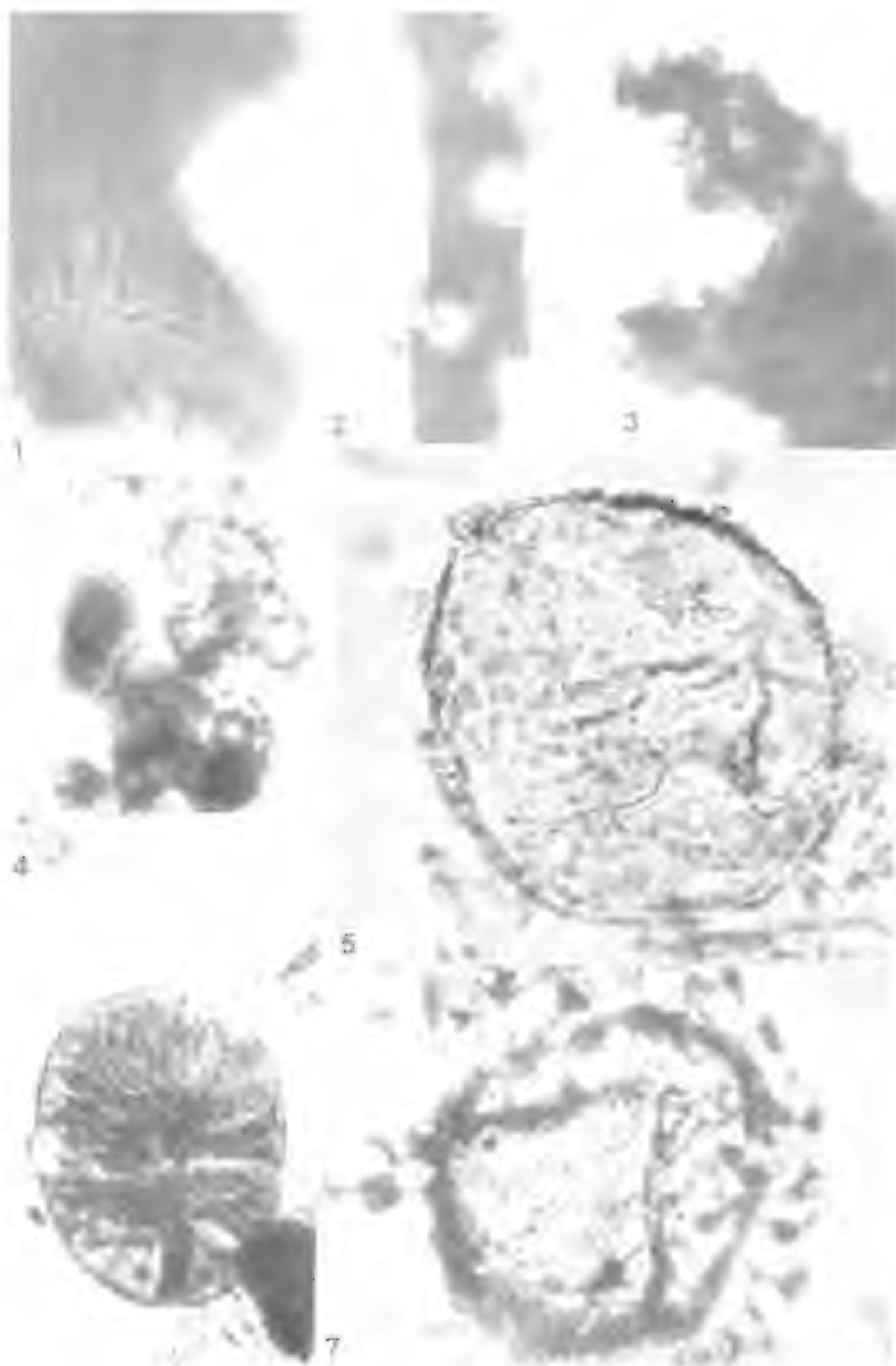
4. *Cupuliferoipollenites oviformis* (POTONIÉ, 1931a) POTONIÉ, 1960, Fagaceae, Castanea. Prep. Sz–173/3, keresztasztalszám: 20.6/130.1
Cupuliferoipollenites oviformis (POTONIÉ, 1931a) POTONIÉ, 1960, Fagaceae, Castanea. Prep. Sz–173/3, cross-table number: 20.6/130.1

5. *Scabratricolpites hungaricus* KEDVES, 1978, Fagaceae, Quercus, különböző szénülési fokú szerves törmelékkel, valamint a feltárásnál nem oldódó szervetlen maradványokkal. Prep. Sz–180–1, keresztasztalszám: 13.0/131.2
Scabratricolpites hungaricus KEDVES, 1978, Fagaceae, Quercus with undifferentiated organic and inorganic fragments. Prep. Sz–180–1, cross-table number: 13.0/131.2

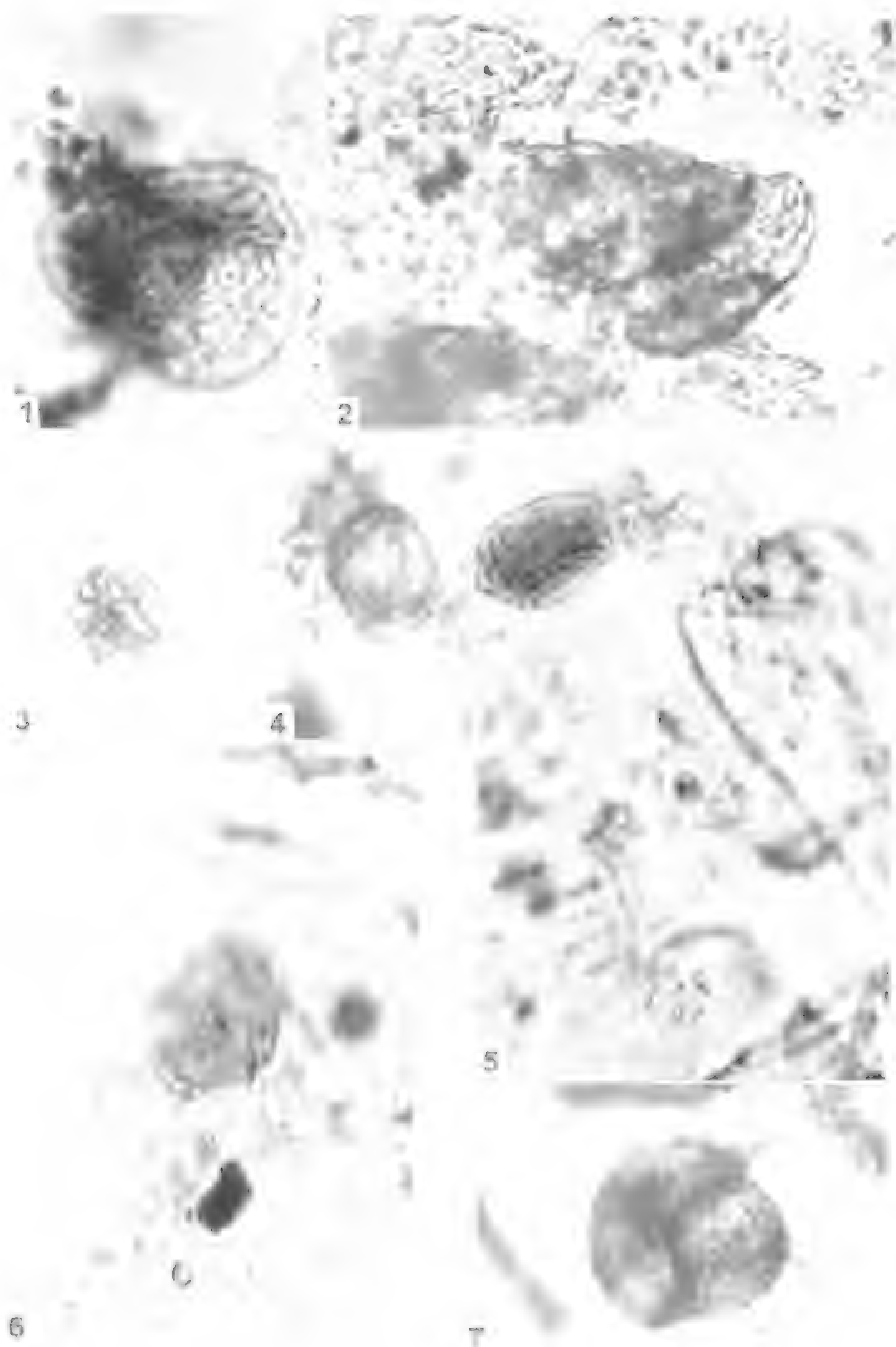
6. *Celtipollenites komloensis* E. NAGY, 1969, Ulmaceae, Celtis. Prep. Sz–180–2, keresztasztalszám: 12.5/141.4
Celtipollenites komloensis E. NAGY, 1969, Ulmaceae, Celtis. Prep. Sz–180–2, cross-table number: 12.5/141.4.

7. *Ericipites longisulcatus* WODEHOUSE, 1933, Ericaceae. Prep. Sz–180–2, keresztasztalszám: 17.3/129.2
Ericipites longisulcatus WODEHOUSE, 1933, Ericaceae. Prep. Sz–180–2, cross-table number: 17.3/129.2.

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II



Földtani Közlöny 133/4, 563–583 (2003) Budapest

Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben I.

Early phase ductile deformation elements in limestones of the Eastern part of the Bükk Mountains I.

NÉMETH Norbert[1] – MÁDAI Ferenc[2]

(6 ábra, 1 táblázat, 2 tábla)

Tárgyszavak: Bükk hegység, szerkezetfejlődés, képlékeny deformáció, karbonátkőzetek
Keywords: Bükk Mts, structural evolution, ductile deformation, carbonate rocks

Abstract

In the rocks of the eastern part of the Bükk Mountains there are imprints of multiple phase deformation to be observed. The microstructural and macroscopic features of the most ancient, ductile deformation elements were investigated. In the first part of the paper the outcrop-scale phenomena are introduced. The formation of cleavage and folding are mostly appropriate for study in different kinds of limestones, which are distributed and well exposed in the whole area. We found that the intensity of the cleavage in a rock type depends on the position inside of a lower order fold: it is strong on the limbs and weak or not observable in the hinges. The style and mode of formation of the folding is connected with the lithology of the rock bodies containing the limestone, though there are areal differences too. The limestones on both sides of the "Bükkszentkereszt fault" with the same lithofacies but different deformation structures indicate rock masses, which were deformed under different physical conditions and placed next to eachother during later major displacements.

Összefoglalás

A Bükk hegység keleti részének kőzeteiben több fázisban lezajlott szerkezetalakulási események bélyegei észlelhetőek, melyek közül a legrégebbi, képlékeny jellegű alakváltozási elemek mikroszerkezeti és makroszkópos jellegzetességeit vizsgáltuk; a cikk első részében a feltárás-léptékű jelenségeket mutatjuk be. A palásság és a redőződés kialakulása leginkább a különféle mészkövekben tanulmányozható, melyek az egész vizsgálati területen elterjedtek és jól feltártak. Úgy találtuk, hogy a palásság mértéke egy kőzettípuson belül az alacsonyabb rendű redőben elfoglalt helyzet függvénye: erős a szárnyakon, ugyanakkor gyenge vagy nem észlelhető a redő-forgóban. A redőződés stílusa és kialakulásának módja főként a mészkövet tartalmazó kőzettestek kőzettani kifejlődésével áll összefüggésben, de területi különbségek is vannak. A „Bükkszentkereszti törés" két oldalán azonos litofáciesű, ugyanakkor különböző alakváltozási jelenségeket hordozó mészkövek eltérő fizikai körülmények között deformált kőzettömegek későbbi jelentős elmozdulások során történt egymás mellé kerülését jelzik.

Bevezetés

A Bükk hegység paleozoos és mezozoos kőzetei több szerkezetalakulási fázison mentek keresztül, miközben eredetileg távoli, nem egy rétegsorba tartozó képződmények kerülhettek egymás mellé. A hegységben feltárt különféle képződmények

[1] Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptan Tanszék, 3515 Miskolc-Egytemváros, email: foldnn@gold.uni-miskolc.hu
[2] Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék, 3515 Miskolc-Egytemváros, email: askmf@gold.uni-miskolc.hu

deformációtörténetének legkorábbi észlelhető és leginkább képlékeny szerkezetalakulási elemeket mutató szakaszát (továbbiakban: korai fázis) az újabb átfogó vizsgálatok (CSONTOS 1999) már a Bükk tömegét egységekre (takarókra és paraautochtonra) bontva kezelték. A Bükk keleti részén, véleményünk szerint, a „paraautochton" további tagolására lenne szükség, ami elsősorban a korai fázisból származó tektofácies-különbségek alapján volna lehetséges. A korai fázisú deformáció esetleges területi különbségeinek megismeréséhez annak jelenségeit el kell különíteni a későbbi deformációs események azokra rakódott, részben szintén képlékeny, az értelmezésüket gyakorta nagy mértékben megnehezítő bélyegeitől. Vizsgálataink célja a redőződéssel kapcsolatos jelenségek értelmezése, valamint a képlékeny alakváltozást létrehozó mechanizmusok azonosítása volt a feltárás-léptékben észlelhető deformációs stílus és mikro-szerkezeti bélyegek alapján.

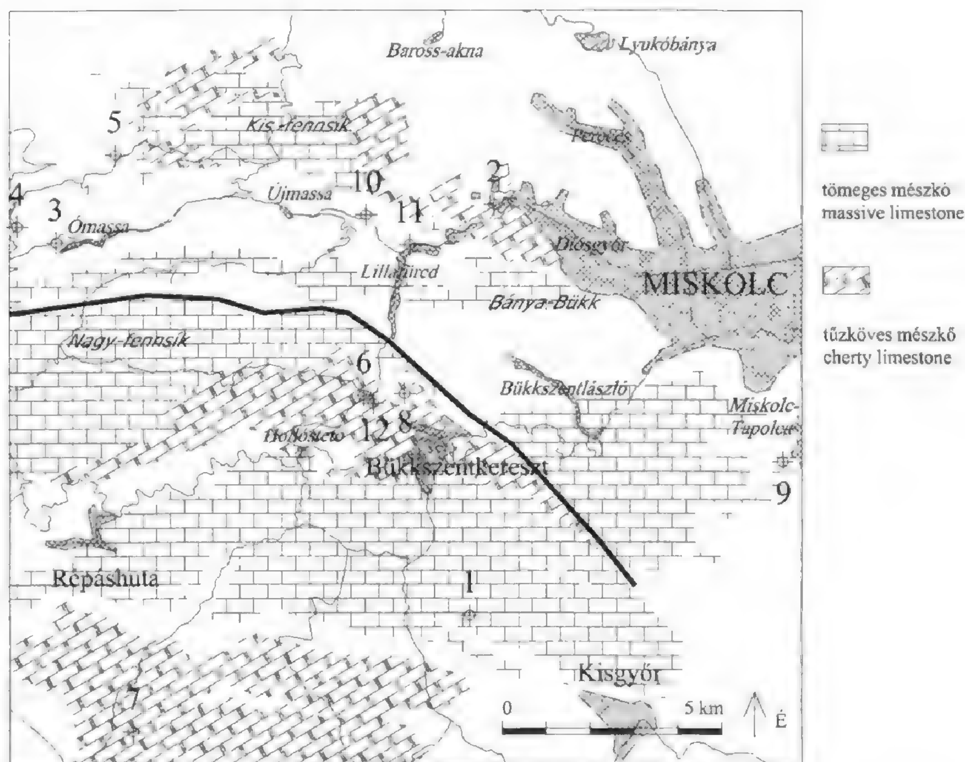
Vizsgálati területünk elsősorban a Bükk keleti, Miskolchoz közeli része volt (*1. ábra*). Észlelési adataink természetes és mesterséges felszíni feltárásokon végzett észlelésekből és a feltárások kőzetanyagából vett irányított minták mikroszkópos vizsgálatából származnak. Az általunk korai fázisú deformációs bélyegeknek tartott jelenségek olyan megkülönböztető formai jegyeit kerestük, melyek a térképezés során és mikroszkópos vizsgálatokban jól használhatóak, és megkíséreltük megadni ezek létrejöttének lehetséges módjait. A bemutatott jelenségeket igyekeztünk olyan feltárásokból vett példákkal illusztrálni, amelyek a szakmai közönség számára nem ismeretlenek. A cikk első része a feltárás-léptékű jelenségekkel foglalkozik, a folytatásban kerül sor a mikroszerkezeti vizsgálatok eredményeinek bemutatására.

Amikor a korai fázishoz tartozó alakváltozási jelenségek leírására a magyar földtani szakirodalomban megszokott „képlékeny" jelzőt használjuk, az alatt olyan deformációt értünk, melynek során „a kristályszemcsék mérettartományában és annál nagyobb skálán nem szűnik meg a kohézió, és nincs jele rideg törésnek" (TWISS & MOORES 1992, 215. p). A kifejezés megfelel a nemzetközi szakirodalomban használatos latin „ductilis" (angol és francia „ductile", német „duktil") kifejezésnek. Ez nem jelenti, hogy ezek a formák valóban képlékeny anyagviselkedés eredményeképpen jöttek volna létre. A deformáció mechanizmusaival a cikk folytatásában foglalkozunk.

Főbb kutatástörténeti előzmények

A hegység korábbi kutatóinak, térképezőinek figyelmét természetesen nem kerülte el a többféle alakváltozási forma (többféle redő, törések) jelenléte. BALOGH (1964) monográfiájában, mely nagy mértékben támaszkodik SCHRÉTER Zoltán korábbi munkásságára, a hegység jellegzetes, a nyugati részen ÉK–DNy-i, középen K–Ny-i, a keleti oldalon DK–ÉNy-i csapású, ívelt képződménysávjaiban rétegtani alapon antiklinálisok és szinklinálisok sorozatát látta. Ezek felgyűrődését és anyaguk ezzel egyidejű dinamotermális metamorfózisát – a hegység rétegtani felépítésében talált üledékhézagokat figyelembe véve – az alpi hegységképződés időszakában, a kréta időszak folyamán végbementnek tételezte fel.

Hozzá hasonlóan a további, metamorfózisra vonatkozó vizsgálatok igyekeztek párhuzamot vonni a redőket és egyéb képlékeny elemeket is létrehozó szerkezet-



1. ábra. A Bükk keleti része a Nagy-fennsík északi peremén húzódó, majd a Bükkszentkereszti törésben folytatódó szerkezeti határ, valamint a két fontosabb középső felső-triász mészkőfajta elterjedési területének feltüntetésével. A szürke vonalak a főbb utakat jelölik. A szövegben hivatkozott, az ábrán kereszttel megjelölt helyek: 1. Nagy-lejtő; 2. Csanyik-völgy torkolata; 3. Ómassa, Száraz-völgy oldala; 4. Nyárjú-hegy, útkanyar; 5. Tér-Bikk; 6. Hollós-völgy, „Halálkanyar" útbevágása; 7. Közép-szék; 8. Orosz-kút-völgy; 9. Miskolc-Tapolca, várhegyi felhagyott kőfejtő; 10. Lillafüred, lencsési út; 11. Felső-Hámor feletti útbevágás; 12. Száraz-Szinva, útbevágás.

Fig. 1 The simplified geological map of the eastern part of the Bükk Mts, shows the structural boundary on the northern edge of the Bükk Plateau which continues in the Bükkszentkereszt fault and also the distribution area of the two main Middle – Upper Triassic limestone. Grey lines indicate major roads. Sites mentioned in the text and higlighted with crosses on the map: 1 Nagy-lejtő; 2. Mouth of the Csanyik valley; 3 slope of the Száraz valley, Ómassa; 4 road curve, Nyárjú-hill; 5 Tér-Bikk; 6 Hollós valley, "Death Curve" road cut; 7 Közép-Szék; 8 Orosz-kút valley; 9 abandoned quarry at the Vár-hill, Miskolc-Tapolca; 10 road to Lencsés, Lillafüred; 11 Road cut over Felső-Hámor; 12 road cut, Száraz-Szinva

alakulás és a metamorfózis kora között. ÁRKAI (1973, 1983) metavulkanitokon és törmelékes üledékes kőzeteken végzett ásványtani, illit-kristályossági és vitrinit-reflexiós vizsgálatai szerint az átalakulást okozó hatás a hegység középső, Nagy-fennsík körüli zónájában volt a legerősebb, ahol a metamorfózis foka az epizónát is eléri, míg az északi és déli hegységperemeken nem vagy alig metamorf kőzeteket lehet találni. Eredményei szerint a legnagyobb fokú elváltozások prehnit-pumpellyit fáciesűek, és legfeljebb 350 °C hőmérsékleten, valamint 300 MPa fluidumnyomás jelenlétében alakulhattak ki.

Későbbi, illitből és muszkovitból K-Ar-módszerrel végzett kormeghatározások szerint eltérés mutatkozik a Bükkszentlászló-Lillafüred környéki savanyú meta-

vulkanitok és a többi triász korú vulkanit között: utóbbiak általában 110–120 M éves „metamorf csúcs utáni lehűlési kort" adtak, míg előbbiek Lillafüredről származó mintái kb. 80 M éveset (DUNKL et al. 1994); ez az adott helyen a máshol kimutatott korábbi metamorfózist felülbélyegző újrakristályosodást jelez.

Az újabb, már elsősorban szerkezetföldtani szempontú kutatások igyekeztek elkülöníteni egymástól a különböző deformációs fázisok bélyegeit. CSONTOS (1999) „képlékeny deformációs elemek" cím alatt foglalta össze valamennyi, a redőképződéssel kapcsolatos bélyeget. Ezen belül különválasztotta a „főpalássággal egyidejű" és a „főpalásság utáni" redőket, amelyek között stílusbeli különbséget is megállapított. Főpalásság néven írta le a hegység kőzeteiben általánosan észlelhető, uralkodóan a képződmények ívelődésével azonos csapású, a rétegzést általában kis szögben metsző foliációt. Ezt a korábbi redők tengelyfelületeivel párhuzamosnak találta, míg a későbbi redők ezt a palásságot gyűrték. Leírt emellett egy főpalásságnál korábbi, a rétegzéssel párhuzamos palásságot, valamint egy főpalássághoz kapcsolódó megnyúlási vonalasságot is. A „legképlékenyebb alakváltozások" szerinte „nyilvánvalóan a metamorfózis csúcsa körül keletkezhettek". A főpalásság utáni redőket a „metamorfózis lecsengő ágában" képződöttnek tekintette.

Hasonló alapon osztályozta a Nagy-Ökrös környékén előforduló redőket FODOR (1988) is, aki „hengeres, hasonló" redőkként írta le vizsgált feltárásai első gyűrődési fázisba sorolt elemeit, míg a későbbieket szintén hengeres, de kihegyesedő cikcakk redőknek említette. Gondolatmenetében a deformációsorrend megállapításának elsődleges alapja a főpalásság későbbi redők általi meggyűrése volt.

A képlékeny deformációs elemek észlelhetősége a terület kőzettípusaiban

A Bükk részben metamorfizált és képlékenyen deformált kőzetei, mint ismeretes, a karbontól a juráig terjedő időszakban képződtek. A paleozoos rétegekben a törmelékes üledékes kőzetek mellett agyagos, szerves anyagot tartalmazó karbonátos kőzetek fordulnak elő, a triászban váltakozó karbonátos-törmelékes kőzetsorozatok, dolomit, nagyvastagságú, karbonátplatform fáciesű, tiszta mészkő, medence fáciesű tűzköves mészkő és különféle vulkáni képződmények keletkeztek; e vulkanitok olykor mészkővel települtek össze. A jura korú rétegekben kevesebb mészkő és kovapala mellett a paleozoos sorozatokhoz hasonlóan ismét a törmelékes üledékek túlsúlya jellemző, vizsgálati területünkön azonban ezek nem, vagy csak rosszul feltárva találhatóak meg.

Miután vizsgálatainkban a képlékeny deformációs jelenségekre kívántunk összpontosítani, olyan feltárásokat választottunk ki, ahol ilyeneket tartalmazó kőzetanyag található. Általában a legkevésbé kompetens finomszemcsés-agyagos törmelékes üledékes kőzeteknek – amelyekben leginkább valószínű képlékeny alakváltozási elemek előfordulása – az állékonysága is kisebb, így viszonylag kevés használható feltárásuk van. Dolomitban a kőzet erős repedezettsége és gyengén vagy nem észlelhető rétegzése, metavulkanitban a palásság előtti tagolófelületek hiánya akadályozza a korai fázisú redők felismerését. A vizsgált hegységrész legjobban feltárt és elterjedt tömeges, tiszta mészkövében szintén a

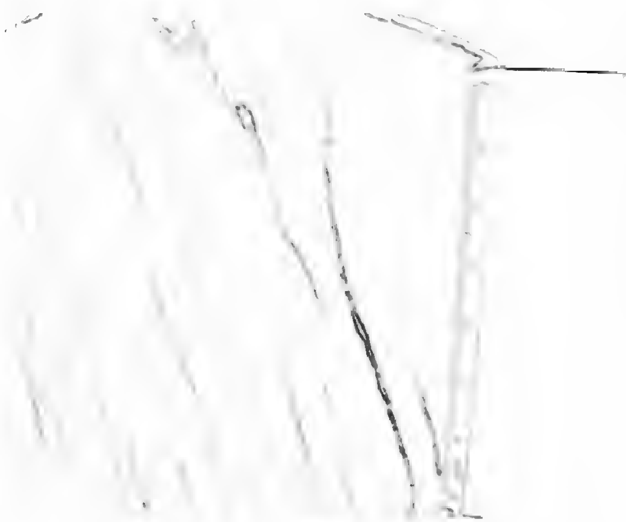
többnyire azonosíthatatlan rétegzés okoz problémát. Legkedvezőbbek az észlelésekhez azok a szintén igen elterjedt és helyenként jól feltárt sorozatok, ahol karbonátos (mészkő, dolomit) és nem karbonátos (agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala, kovapala, tűzkő vagy metavulkanit) rétegek sűrű váltakozása jellemző. Ezekben a rétegek közötti kompetencia-kontraszt miatt a térképi léptékű elsőrendű redőkre szuperponálódva feltárás-léptékű magasabbrendű redők is megjelennek. PUMPELLY szabálya (TWISS & MOORES 1992, 235. p.) értelmében pedig ez utóbbiak jól észlelhető stílusából következtethetünk az előbbiekére is. A tömeges mészkőben ezzel szemben deformált aktív vagy passzív felületek híján az elsőrendű redők tektonikus stílusa, sőt olykor egyáltalán megléte sem állapítható meg egyértelműen.

A korai fázisú redőképződés nyomait leginkább tűzköves mészkőben (Felsőtárkányi Mészkő F.) lehet megtalálni, mivel a kőzet mindkét összetevője szemcseméret-léptékben döntően rideg alakváltozással reagált a későbbi deformációk során, vagyis a kalcit szemcsehalmazokban kialakult képlékeny makro- és mikroszerkezeti elemek nem bélyegződtek felül. Fontos gyakorlati szempont ezen felül, hogy a kőzet kellően állékony ahhoz, hogy helyenként jó feltártságot biztosítson. Bár a palásság mentén gyakran kialakult lemezes hasadozottság a későbbiekben sok mészkőfajtában lehetővé tette a lemezek elcsúszását egymáson és cikcakk redőkbe gyűrődését, az előző deformációs elemeket elfedő második palásság általában nem jelent meg egyikben sem. Az elsősorban finomszemcsés törmelékes üledékes kőzeteket, agyag- és aleurolitpalát vagy márgapalát tartalmazó rétegsorok nem mészkő anyagú rétegeiben azonban megfigyelhető a későbbi deformációs fázisokban is a képlékeny viselkedés, például a palásság CSONTOS (1999) által leírt krenulációs átrendeződése. Ez egyszersmind a korábbi redőformák felismerhetetlenné válásával járhatott, miközben a rétegsor kompetens rétegei már ridegen viselkedtek.

Mindezek és a mikroszerkezeti vizsgálatokhoz szükséges megfontolások alapján úgy ítéltük meg, hogy vizsgálatunk céljaira elsősorban a mészkövek alkalmasak, mivel ezekről áll rendelkezésre a legtöbb információ.

Palásság, metszési és megnyúlási vonalasság

A legáltalánosabban észlelhető képlékeny bélyeg a kőzetek palássága, amin itt elsősorban anizometrikus ásványszemcsék irányított elrendeződését, másodsorban az ezzel párhuzamosan jelentkező, a mechanikai anizotrópiából fakadó, jellemző irányú elválást értjük. Ez a szöveti irányítottság makroszkóposan többféle módon nyilvánulhat meg. Mészkőben diffúz színsávozottság, ellapult vagy elnyújtott fosszíliák vagy tűzkőlencsék, réteglapokon jelentkező metszési vonalasság, a mállott felszínt sűrűn behálózó rövid, egymással párhuzamos, olykor színben elütő kitöltésű repedések (2. *ábra*) és leggyakrabban mm-es sűrűségű hasadozottságok, elválási felületek, valamint – ha kalapáccsal megütjük – a kőzetdarabok előnyben részesített törési irányai jelezhetik. Más kőzettípusokban is nagyszámú, azonosan irányított, sík-közeli elválási felület, sokszor lemezes hasadozottság mutatja a palásságot. Gyakran észlelhetőek emellett – főleg metavulkanitban és tömeges mészkőben – további, cm–dm-es sűrűségű sík



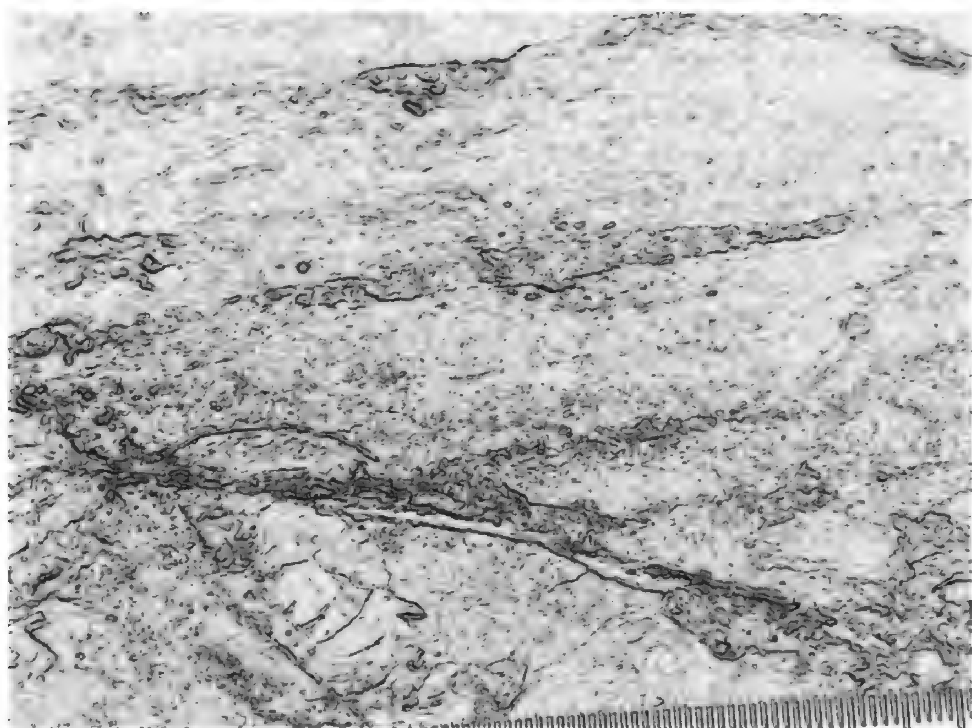
2. *ábra*. Palásság mentén kifejlődött hasadozottság tömeges mészkő mállott felületén (Bükkfennsíki Mészkő F). Nagy-lejtő, természetes kibúvás, *1. ábra* 1. pont

Fig. 3 Joints developed along cleavage planes on the weathered surface of a massive limestone (Bükkfennsík Limestone Fm). natural outcrop Nagy-lejtő, Fig. 1 point 1

hasadozottságok, ezek iránya mentén azonban a fentebb felsorolt egyéb ismérvek nem jelennek meg. A palásság intenzitása változó: van, ahol az ismérvek (akár együttesen több is) tömegesen jelennek meg, máshol csak gyengén, más irányítottságú kőzetrésrendszerek által elfedve, és vannak olyan feltárások is, melyek anyagán szabad szemmel és mikroszkópos vizsgálattal sem észlelhető szöveti irányítottság. A vizsgált terület mészköveiben a főpalásságot megelőző palásság jelenlétének nincs nyoma, és egyes későbbi nyírózónák kivételével másodlagos palásság kialakulása sem tapasztalható.

A rétegzett mészkövek réteglapjain gyakori jelenség a palásság kifutása miatt jelentkező lineáció, a metszési vonalasság. A tűzköves mészkőben és más, nem tiszta kalcitból álló rétegekkel váltakozó mészkőfajtákban olykor megnyúlási vonalasság is észlelhető a kipreparálódott palássági felületeken diffúz színsávok, enyhe felületi hullámok, illetve a vonalakkal párhuzamosan elnyújtottnak látszó, barázdált tűzkőbevonatok formájában, nemritkán rövid kőzetrésekből álló repedésrajok által kiemelve (3. *ábra*). Ez a metszési vonalassággal változó, de kis szöget zár be; iránya néhány cm-en is változhat, a vonalak nem tökéletesen párhuzamosak. Igen valószínű, hogy nem ritka jelenség ez sem, csakhogy rendszerint nem különül el a metszési vonalasságtól. Az ilyen lineációt mutató kőzetekből vett mintákban mikroszkópi léptékben erősebb irányítottság látható a palásságra merőleges, de a két közel párhuzamos vonalassággal egyirányú, mint az azokra merőleges metszetben.

A különféle kőzetanyagokban észlelhető eltérő megjelenésű, sokszor együtt látható palásságok legalább egy részét a korábbi kutatók egyöntetűen redőződéshez kapcsolódónak ítélték (pl. CSONTOS 1999), mivel irányítottságuk egyes redők tengelyfelületéhez köthető. A legkorábbi ilyen palásság (a „főpalásság") egyszersmind a legtöbb esetben közel párhuzamos a képződménysávok fő határaival, melyeket ennek folyományaként térképi léptékű nagy redőformák részeinek tekintettek. Nagy számban fordulnak elő emellett olyan redők is, amelyek egy már meglévő palásság redőződését jelentik, mégpedig éppen a képződménysávok határain, illetve törészónák mentén koncentrálódva.



3. *ábra*. Megnyúlási vonalasság tűzköves mészkő palássági felületén. A vonalak sűrű, párhuzamos barázdákként láthatóak, kifutó tűzkőrétegekkel. Az alsó szegélyen mm-skála. Felsőtárkányi Mészkő F., Csanyik-völgy torkolata, útbevágás, *1. ábra* 2. pont

Fig. 3 Stretching lineation on cleavage planes in cherty limestone. The lines are to be seen as dense, parallel grooves with outcropping chert layers. Mm-scale on the lower edge. Felsőtárkány Limestone Fm, road cut mouth of the Csanyik valley, Fig. 1, point 2

A korai fázis redőformái

A korai fázis közvetlenül tanulmányozható feltárás-léptékű redői kompetens és inkompetens rétegek váltakozásából álló rétegsorokban fejlődtek ki, ahol a rétegek többnyire aktívan vettek részt a redőződésben. A kompetencia, vagyis a képlékeny deformációval szembeni ellenállóképesség relatív fogalom; a mészkő lehet különféle rétegsorok inkompetens és kompetens tagja is, előbbi pl. a tűzkővel, utóbbi pl. a márgával váltakozó település esetén. A kihajlásos redőződés során minél kompetensebb egy réteg, annál nagyobb nyírófeszültség tud benne felgyülemleni, ezért az eltérő anyagú rétegek elnyíródhatnak egymástól, és különböző mértékben deformálódnak. A korai fázisú redők általában jól elkülöníthetőek a későbbiektől a szárnyak és a forgózóna kivastagodási viszonyai alapján: a koraiakban a redő szárnyain az inkompetens rétegek erősen nyíródnak, a forgóban pedig a tengelyfelülettel párhuzamosan ellapulnak, de emellett a kompetens réteg megőrzi vastagságát, sőt esetleg kivastagszik, míg a későbbi fázisokra jellemző stílusúaknál (ahol már csak az inkompetens rétegek viselkednek képlékenyen) az inkompetens rétegek fognak kivastagodni a forgóban, a kompetens rétegek pedig kihegyesednek és gyakorta darabokra törnek. A korai

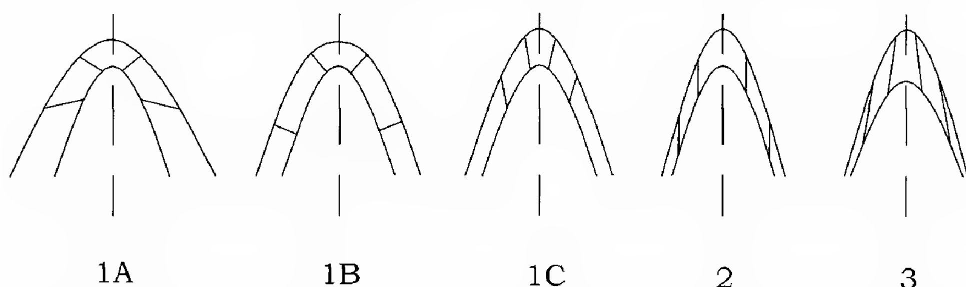
fázisú redőkben általában kifejlődött a tengelyfelülettel közel párhuzamos palásság, a későbbi redőkben általában nem. Különféle rétegvastagság-arányok és kompetencia-kontrasztok mellett azonban a korai fázis redőformái között is határozott stíluskülönbségek vannak. Ezek alapján a megfigyelt redők a következőképpen csoportosíthatóak (*1. táblázat*):

1. Ha az inkompetens rétegek a kompetenseknél jóval vastagabbak (alacsony átlagos kompetencia és magas kompetencia-kontraszt mellett), nagyobb léptékben azok határozzák meg a deformációt. Ez a viselkedés főként a tűzköves mészkövekben észlelhető, ahol a vastagabb inkompetens mészkőrétegek, -padok közé vékonyabb kompetens tűzkőrétegecskék vagy -lencsék települtek. A kompetens rétegek közötti térköz olyan nagy, hogy az egyik réteg kihajlásos redőződése nem befolyásolja a másikét, így magasabbrendű (feltárás-léptékben látható) diszharmonikus ptigmatikus redők fejlődnek ki (*II. tábla 1. fotó*). Hullámhosszuk az eredeti rétegvastagság függvénye (rendszerint annak 2–5-

1. táblázat. A jellemző redőstílusok feltárás-léptékű megjelenésének összefoglalása a redőosztályok feltüntetésével. A számok a szövegbeli felsorolás sorszámai, a szaggatott vonalak a palásságot jelölik

Table 1 Summary of the typical fold styles in outcrop scale with the fold classes. The numbers are the serial numbers in the text, dashed lines mark cleavages

Rétegvastagságok arányai / Thickness rates	Kompetencia-kontraszt / competence contrast: nagy / great	Kompetencia-kontraszt / competence contrast: kicsi / small
kompetens < inkompetens / competent < incompetent	1 — komp: önálló 1B-1C / separate 1B-1C; **inkomp: 2**	
kompetens = inkompetens / competent = incompetent	2 — komp: 1B-1C; inkomp: 3	4 — rétegvastagságtól függetlenül minden réteg: 2 konjugált / independent from thickness all layers: 2 conjugate
kompetens > inkompetens / competent > incompetent	3 — komp: 1B; inkomp: 3	

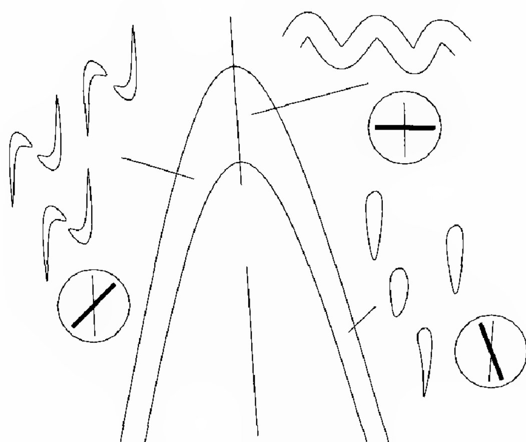


4. *ábra.* Redőosztályozás RAMSAY (1967) szerint. A tengelyre merőleges redőprofilban a gyűrt réteg külső és belső felületeinek azonos dőlésű pontjait összekötő vonalak a dőlési izogonok. Ha ezek a redő belseje felé összetartanak, a redő 1. osztályú; ha a tengelyfelülettel párhuzamosak, 2. osztályú (ilyenek a „hasonló" redők); ha széttartanak, 3. osztályú. Az 1B osztályba sorolandók az állandó ortogonális vastagságú („párhuzamos") redők; 1A osztályba az annál jobban, 1C osztályba a mérsékeltebben összetartó dőlési izogonokkal rendelkező redők.

Fig. 4 Fold classification of RAMSAY (1967). The lines connecting the points with the same tangent of the outer and inner surfaces of the folded layer in the fold profile perpendicular to the axis are the dip isogons. If these isogons are convergent, the folds are of class 1; if parallel with the axial plane (similar folds), class 2; if divergent, class 3. Class 1B folds are the folds with constant orthogonal thickness (parallel folds), class 1A the folds with more convergent, class 1C the folds with less convergent dip isogons

szöröse), amplitúdójuk általában a hullámhosszhoz hasonló nagyságú, de a redők aszimmetriájának növekedtével annak többszörösét is elérhetik. Ezek a ptigmatikus redők az alacsonyabb rendű redők forgózónái körül koncentrálódnak, attól távolodva aszimmetrikussá válnak és a tűzkőrétegek folytonossága megszakad, míg a szárnyakon e rétegek boudinokká nyíródnak szét. Noha az egyes kompetens rétegek magasabb rendű redői 1B és 1C osztályúak (a RAMSAY (1967)-féle osztályozás szerint, lásd 4. *ábra*), az alacsonyabb rendű rétegcsoport-redők geometriája a 2-es osztályhoz áll közel, és kialakulását az inkompetens rétegek képlékeny folyása határozza meg, amelyek hajlításos nyírást („flexural-shear") vagy passzív nyírást („passive shear") szenvednek (TWISS & MOORES 1992, pp. 245–248). A nyírás a kompetens rétegeket a forgózónák irányába igyekszik elmozdítani. A redőszárnyak nyílásszöge változatos, egészen szorosra záródhatnak, izoklinális redők jöhetnek létre.

Mint azt a szöveti vizsgálatok is igazolták, az inkompetens (mészkő) rétegekben kifejlődött palásság orientációja és intenzitása is függ attól, hogy az elsőrendű redők mely részét látjuk a feltárásban (5. *ábra*). A deformáció a szárnyakon közelítőleg az egyszerű nyírás, a forgózónában pedig a tiszta nyírás modelljének megfelelően zajlott le. Az erősen nyírt szárnyakon a palásság a rétegzéssel kis, általában 10° alatti szöget zár be, és igen intenzíven észlelhető – maga a rétegzés nem is különíthető el tőle egyértelműen, még cm-es anyagváltakozás esetén sem, mivel valamennyi rétegecske szét van nyírva a palásság mentén. A forgózónákban, ahol az inkompetens rétegek a tengelyfelületre merőlegesen ellapulnak, a palásság kifejlődése a mészkőben sokkal gyengébb, és a rétegzéssel nagy (szélső esetben akár 90°-os) szöget zár be. A szárnyakon elnyírt kompetens (tűzkő) rétegek kivastagodása, „bepréselődése" a redőforgóba redőződésük által valósul meg, és ezekben itt az inkompetens rétegekénél intenzívebb, összetartó palásság észlelhető. A leírtakból következik, hogy a legszebb ptigmatikus redőket



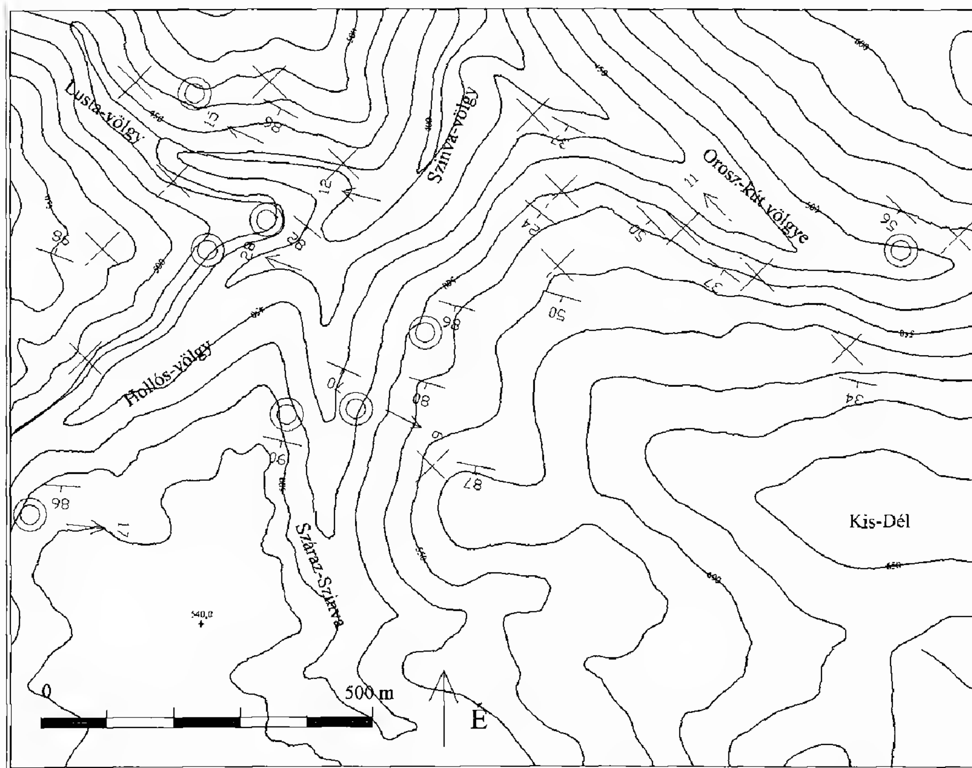
5. ábra. A tűzkőrétegek jellemző megjelenési formái az alacsonyabb rendű redőben elfoglalt pozíció függvényében. A körökben a vastag vonal a rétegzés, a vékony vonal a palásság helyzetét mutatja

Fig. 5 Typical features of chert layers with respect to their position in a lower order fold. Bold lines in the circles indicate the orientation of the bedding, thin lines indicate the orientation of cleavage

a tűzköves mészkövekben ott fogjuk találni, ahol a mészkőanyag palássága a legkevésbé látszik intenzívnek, valamint hogy a palásság kialakulásában itt elsősorban a nyírás, és csak másodsorban az ellapulás játszott szerepet. Ezen jelenségek tipikus példái megtalálhatóak a Felső-Szinva-völgy völgyfőjének különböző tűzköves mészkő anyagú feltárásain (*6. ábra*).

2. Ha nincs jelentős vastagságkülönbség a különböző kompetenciájú rétegek között, a redőződés együttesen megy végbe, nem okvetlenül fejlődnek ki magasabb rendű redők. A szárnyakon a rétegek közötti elcsúszás az inkompetens rétegek belső elnyíródásával zajlik le (hajlításos-nyírásos redőződés), és az eredmény egy 1B–1C és 3. osztályú redők váltakozásából álló, közel 2. osztályú sokréteges redő lesz. Eltérő anyagú rétegek határán – nemcsak feltárás-, hanem térképi skálán is – rendre tapasztalható a palásság refrakciója, azaz megtörése (*I. tábla 2. fotó*). A réteghatár-felülettel mindig a kevésbé kompetens réteg palássága zár be nagyobb szöget, és ez a palásság intenzívebbnek is mutatkozik. A tengely-felülettel azonban ez a palásság már nem tökéletesen párhuzamos, hanem kissé széttartó („divergent fan"). Ha pedig a palás kőzetben egy nem sík felületű kompetensebb részlet, pl. tűzkőgumó található, a palásság hullámosan öleli azt körül. A szövetvizsgálatok szerint itt is tapasztalható, hogy az alacsonyabb rendű redő forgózónájának mészköve nem vagy csak gyengén irányított szövetű.

Jó példa erre a stílusra az „Észak-bükki antiklinális" déli szárnya mentén sok helyen feltárt alsó-triász törmelékes-karbonátos sorozat, ahol jól észlelhető a különböző kompetenciájú rétegek elnyíródása egymástól. Ez a folyamat a határoló réteglapok kifényesedésével (az inkompetens anyag „rákenődésével"), olykor vonalkázott bevonatok, illetve csak egyes, néhány cm vastag rétegeket érintő, S alakú nyírótörések kialakulásával jár. Olykor dm-esnél vastagabb, agyag- vagy aleurolitpalába ágyazott mészkőpadok felületén felléphet a kompetencia-kontraszt miatti kis hullámhosszú redőződés, ami mullionok (domború bordák) képződésében nyilvánul meg. Nagyobb léptékben lezajló hasonló folyamat okozhat egy másik jelenséget e rétegsorban: a mészköves rétegtani egységek periodikus kivastagodását-kivékonyodását, a CSONTOS (1999) által „megabudinázs"-ként leírt jelenséget, ami különösen ott észlelhető jól a térképen is, ahol a redőtengely viszonylag meredek (pl. Ómassa környékén, *1.*



6. ábra. Tűzköves mészkő feltárásai Lillafüredtől délre, a Felső-Szinva-völgy völgyfőjében. Az X-szel jelölt feltárásokban intenzív, a rétegzést kis szögben metsző palásság és szétnyírt tűzkőgumók (redőszárnyra jellemző helyzet), a kettős körrel jelöltekben kevésbé intenzív, a rétegzéssel nagy szöget bezáró palásság és redőzött tűzkőrétegek (redőforgóra jellemző helyzet) észlelhetőek. A nyilak a korai fázisú redőtengelyek, az eséstüskék pedig a palásság dőlését jelölik.

Fig. 6 Outcrops of cherty limestone in the upper Szinva valley area, south from Lillafüred. At outcrops marked with X intensive cleavage intersecting the bedding surfaces at small angles and boudinaged chert rods are observable (features charasteristic for fold limb). At outcrops marked with double circles the cleavage is less intensive, the intersection is at high angles and chert layers are folded (features charasteristic for fold hinge). Arrows indicate dip of the early phase fold axes, line marks indicate the dip of the cleavage

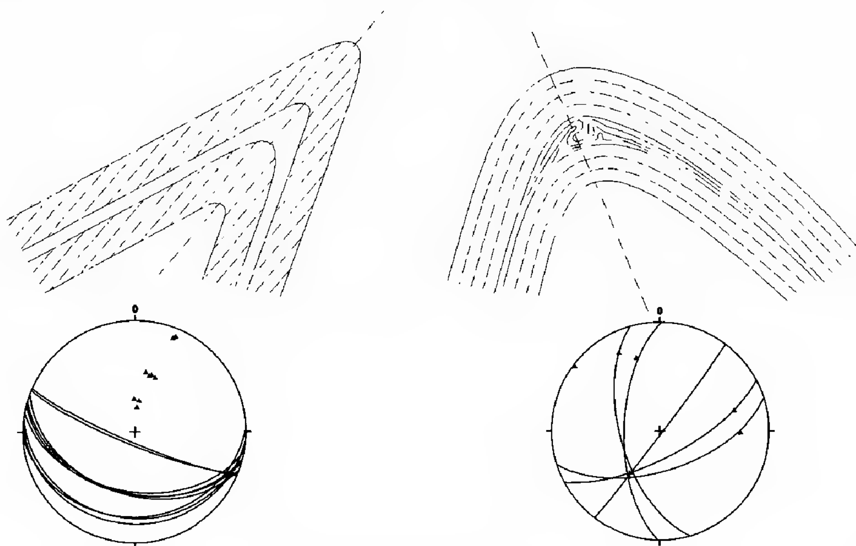
ábra, 3. pont). A feltárás-léptékű redőződés másik lehetséges esete, ha az a kompetens pad határa mentén, az arról lenyíródó inkompetens rétegben alakul ki, például ahol egy mészkőpad és az aleurolitpala rétegek közé márgával váltakozó lemezes mészkő települ (*I. tábla 1. fotó*). E redők tengelyfelülete nem az alacsonyabb rendű redőével, hanem a palássággal párhuzamos.

3. Ahol vastagabb réteges-pados kompetens rétegek váltakoznak vékonyabb inkompetens rétegecskékkel, mint pl. a felső-permi–alsó-triász karbonátos-törmelékes sorozatokban, maguk a réteglapok, mint preformált gyengeségi felületek válnak nyírófelületekké, és hajlításos-réteglapmenti csúszásos („flexural-slip") redőképződés játszódik le. A kompetens padok 1B osztályú redőket alkotnak, melyek a forgójuknál kissé elválnak egymástól, és az így kinyíló hézagokat az inkompetens rétegek 3. osztályú redőinek kivastagodó forgója vagy nyomási oldódás után kiváló réskitöltő anyag (leggyakrabban

kalcit) foglalja el. Ezek az inkompetens közbetelepülések voltaképpen szintén tartalmaznak vékony mészkőrétegeket, amelyek a forgókban kis hullámhosszú, diszharmonikus redőkké gyűrődhetnek. A felső-permi bitumenes mészkőben a mészkőpadok csupán préselődnek, az elnyíródást az agyagos határfelületek veszik fel, így ez a kőzet még olyan helyeken (pl. Szentlélek környékén) is őriz lapult, de felismerhető fosszíliákat, ahol a metamorfózis fokára vonatkozó (más kőzetből származó) illit-kristályossági vizsgálatok az epizónát elérő fokozatot jeleznek (ÁRKAI 1973). A bitumenes mészkő eredeti szövetelemeinek konzerválódásához, az intenzívebb deformációt okozó mechanizmusok blokkolásához hozzájárulhatott a kőzet szervesanyag-tartalma is.

Az ilyen felépítésű sorozat azonban a metamorfózis utáni fázisok egy részében is képes lehetett ezen a módon deformálódni, így itt a stílus alapján való elkülönítés óvatosabban kezelendő. A korai fázisú redőkben és egyes későbbi redőkben is jelentkezhet a tengelyfelülettel közel párhuzamos palásság; a legtöbb későbbi redőben azonban a gyűrődéssel együttesen kifejlődött palásság az inkompetens rétegekben a réteghatárokkal párhuzamos, a kompetens rétegekben még a szárnyakon sem vagy alig észlelhető, és ezek a rétegek a forgózónában gyakran eltörnek (*7. ábra*).

Ennek és az első pontban leírt stílusnak egy kevert változata jelenik meg a Lillafüred–Hollóstető országút „halálkanyar"-feltárásában (Felső-Szinva-völgy völgyfője, *1. ábra*, 6.pont), dm-vastag márgás rétegekkel váltakozó pados



7. ábra. Redőtípusok bitumenes mészkőben (Nagyvisnyói Mészkő F.). Bal oldal: korai fázisú redő a Tér-Bikkről (1. ábra 5. pont). Jobb oldal: korai fázisnál későbbi redő a Nyárjú-hegyről (1. ábra 4. pont). A folytonos vonalak a rétegzést, a szaggatott vonalak a palásságot, a pontvonalak a tengelyfelületeket jelölik

Fig. 7 Fold types in bituminous limestone (Nagyvisnyó Limestone Fm). Left: early phase fold from Tér-Bikk (fig. 1. point 5). Right: later phase fold from Nyárjú hill (fig. 1. point 4). Continuous lines indicate bedding, dashed lines indicate cleavage, dash-dot lines indicate axial planes

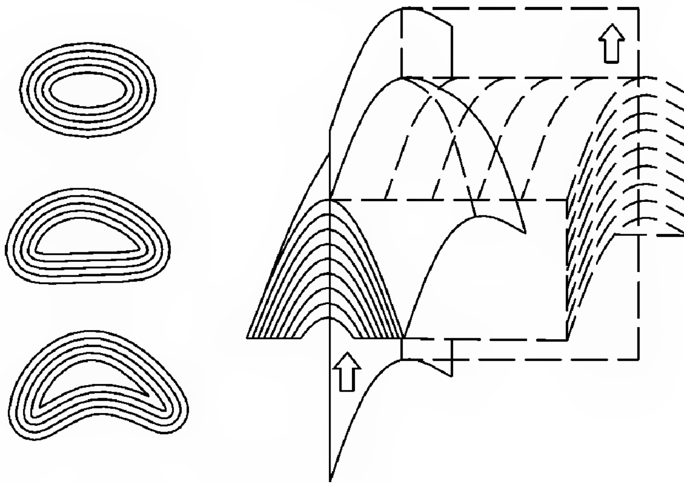
tűzköves mészkőben. Itt – feltehetően egy alacsonyabb rendű antiformális redő forgózónájában – szépen kifejlődött feltárás-léptékű diszharmonikus redőződés észlelhető. Nagy mennyiségben fordulnak elő mullionok a rétegzéssel nagy (60°–90°) szöget bezáró palásság kifutása miatt a rétegfelületeken (*II. tábla 2. fotó*). Mivel itt a márga a legkevésbé kompetens anyag, a tűzkőrétegek a mészkővel együtt redőződnek.

4. Ha a kőzetrétegek kompetencia-kontrasztja alacsony és átlagos folyási határuk a nyírófeszültséghez viszonyítva kicsi, a vastagságviszonyoktól függetlenül valamennyien passzív nyírásos deformációt szenvednek, az egyes rétegek redői önállóan is a 2. osztályhoz fognak közelíteni. Tűzköves mészkőben lehetséges ez a modell, hiszen a kompetencia-kontraszt kvarcittal és márvánnyal, 10^{-14} s^{-1} alakváltozási sebességgel végzett modellkísérletek szerint a hőmérséklet növekedésével (nem lineárisan) csökken, sőt 550 °C felett ellentettjére is fordul (Twiss & Moores 1992 432. p). Valószínűleg a bükki tűzköves mészkőfajták két komponensére is fennáll ez a viszony, bár az egyenlő kompetenciákhoz tartozó hőmérsékleti határ értéke nem ismeretes; az itteni természetes körülmények között valószínűleg alacsonyabb. Feltehetőleg hasonló a helyzet a tiszta (nem tűzköves) mészkőben is, ahol némi kompetencia-kontraszt legfeljebb az eltérő szemcseméretű részek között van, tehát a teljes egészében passzív nyírásos redőződés lehetősége adott, viszont azonosítható deformált foliációk (rétegzés vagy más, biztosan redőződés előtti felületsereg) hiányában nem látható.

Ugyanezt a jelenséget okozza, ha a kompetens rétegek sűrűn, egymástól vastagságukkal azonos nagyságrendű távolságban követik egymást, így önálló ptigmatikus redőződésükre nincs elegendő helyük. Ilyenkor konjugált (kapcsolt) redők jönnek létre ezekből, melyek az inkompetens réteg redőződésének sajátságait tükrözik. Ez a jelenség bükki viszonyok között az 1–3. pontokban leírtakhoz képest ritkábban észlelhető, de erre látható példa a Közép-szék déli oldalának (*1. ábra*, 7. pont) dúsan tűzköves mészkövében (*II. tábla 3. fotó*). Jellemzőek az aszimmetrikus, kihegyesedő, olykor már cikcakk jellegű redőformák, a rétegvastagságot tízszeresen vagy még jobban meghaladó hullámhosszak és amplitúdók a tűzkőrétegekben is.

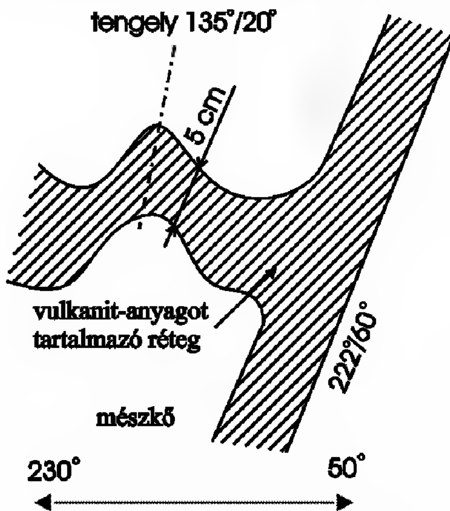
Ugyanezen a feltáráson észlelhető a korai fázisú redők interferenciája (*II. tábla 4. fotó*), amely a „dómok és medencék" típusba (Ramsay 1967) sorolható (*8. ábra*), azaz az anyagáramlás iránya nem változott meg jelentősen, csupán a redőtengelyek iránya volt egyes szűk zónákban eltérő. Ez nem jelenti okvetlenül a főfeszültségirányok változását az alakváltozás során, inkább elforgatással járó progresszív nyírás okozhatta a jelenség felléptét. Redőinterferencia egyébként sok helyen előfordul a Bükkben, de csak a korai fázisnál későbbi redők részvételével.

Sajátságosan viselkedett a tűzköves mészkőben közberétegzett metavulkanit, amint az a lillafüredi Orosz-kút-völgy (*1. ábra*, 1. pont) egyes feltárásain megfigyelhető (*9. ábra*): a korai deformációs fázisban a vékony vulkanitrétegek kompetens rétegként ptigmatikus redőkbe gyűrődtek (*I. tábla 3. fotó*), míg a későbbi deformációs fázis(ok)ban a metavulkanit már a mészkőhöz képest inkompetens anyagként vett részt az alakváltozásban. Ezt jelzi a rétegek kis hullámhosszú belső redőződése, szétnyíródása, elkenődése a mozgási felületek



8. ábra. 1. típusú redőinterferencia elvi ábrája. Jobb oldalon a meggyűrt rétegek az egymásra merőleges tengelyfelületek feltüntetésével, bal oldalon az egyik tengelyfelülettel sem párhuzamos metszetekben megjelenő, jellemző mintázatok láthatóak

Fig. 8 Diagram of the type 1 fold interference. Right: folded layers with the perpendicular axial planes. Left: typical patterns on sections not parallel with any of the axial planes



9. ábra. A palássággal párhuzamos törésfelület mentén szétnyírt, metavulkanit-anyagot tartalmazó gyűrt réteg rajza az Orosz-kút-völgyéből, erdészeti út bevágása (Szinvai Metabazalt F, *1. ábra 8.* pont)

Fig. 9 Folded layer containing metavolcanite material sheared along a fault plane parallel to the cleavage. From the road cut in the Orosz-kút valley (Szinva Metabasalt Fm, fig. 1. point 8.)

mentén (*I. tábla 4. fotó*). Ennek oka lehet a nagyobb nyírófeszültség és hőmérséklet mellett ellentétesre változó kompetencia-viszony a két kőzet között, vagy a metavulkanit ásványi összetételének a korai fázisú deformációt követő megváltozása miatt bekövetkezett kompetencia-csökkenése. A későbbi inkompetens viselkedésnek a jeleként értelmezhetjük a metavulkanit kőzettestekben több helyen megjelenő, kettős hasadozottságot okozó második palásságot is.

A deformációs elemek térbeli helyzete

A képlékeny deformációs jelenségek nemcsak kőzettípusonként változnak, hanem egy fajta kőzet különböző feltárásain is különbségeket észleltünk. Bizonyos mészkőfajták csak szűkebb területen terjedtek el, egész vizsgálati területünk nagy részén előfordulnak

viszont a tömeges tiszta mészkő és a tűzköves mészkő, továbbá a kevésbé kompetens rétegekkel váltakozó mészkőből álló rétegsorok.

Valamennyi kőzettípusban (bár nem minden feltárásban) észlelhető elem a palásság. Általánosságban az egész hegységre igaz, hogy csapása megegyezik a sávokba rendezett képződményblokkok ívelődésével, de miután ezek anyaga még több fázisban deformálódott a továbbiakban, nincs értelme egy átlagos orientáció megadásának. A blokkokon belül fokozatos áthajlás, törésfelületek két oldalán – egyébként azonos kőzettípusban – hirtelen irányváltás is elképzelhető (ami a határ térképezése szempontjából kedvező, viszont az elsőrendű korai fázisú redők észlelését megnehezíti). A palásság dőlése a feltehetően km-esnél nagyobb elmozdulást képviselő tektonikus határok (pl. „Bükkszentkereszti törés", CSONTOS 1999) mentén legalább az egyik oldalon rendszerint közel párhuzamos a határfelülettel, és valószínűleg preformált gyengeségi felületeket szolgáltatott az elmozduláshoz. Ahol a későbbi fázishoz tartozó mozgási zónában, vagy tömeges mészkő és egy kevésbé kompetens kőzet (pl. agyagpala) elnyíródott rétegváltakozásos érintkezésénél palásság menti lemezes elválású mészkő található, általában észlelhető a mészkőlemezek kis hullámhosszú, diszharmonikus, igen gyakran cikcakk formájú redőkbe gyűrődése is.

Az említett párhuzamosság biztosan nem az elmozdulás során létrejött vagy átrendeződött új palásság, hanem a meglévő palásság elfordulásának eredménye az elmozdulás iránya felé, hiszen míg pl. a Bükkszentkereszti törés DK-i, függőleges (kb. 040°/90° dőlésű) szakaszán a DNy-i oldalon a csapás még 1 km távolságra is közel állandó, csupán a dőlésszög (65–90°, leggyakrabban 80–85°, de váltakozva ÉK és DNy felé dőlve) változik, addig az ÉK oldalon már néhány 100 m-es zónán belül is 350° és 30° között változó dőlésirányt és lapos, 20–30°-os dőlésszöget mérhetünk. A palássággal közel párhuzamos átható és a kis szöget bezáró, nem átható repedések jelenléte is a mechanikai anizotrópiának megfelelő felületek menti elnyíródásra utal.

A rétegzés és a tengelyfelületekkel közel párhuzamos palásság metszésvonalai kijelölik a redőtengelyek irányát. Ezek a tengelyek többnyire kis dőlésszögűek, tehát közelítőleg a palásság csapásirányába esnek (lásd pl. 6. *ábra*). Kialakulásukkor közel vízszintesek lehettek, jelenlegi helyzetüket a későbbi gyűrődések során nyerték el. Az elsőrendű redők több km-es hullámhosszúak, ennél nagyobb sűrűséggel fordulnak elő azonban jelentős (akár szintén km-es nagyságrendű) későbbi elmozdulásoknak helyet adó törési zónák, amelyek miatt ezeknek a redőknek csupán egyes részletei láthatóak egy blokkban a térképen. Ahol a rétegsor változó kompetenciájú tagokból áll, 100 m – 1 km közötti hullámhosszú másodrendű és kisebb, akár csak feltárás-léptékű magasabbrendű redők is kialakulhattak. Jellemzően ilyen terület az Északi-Bükk, ahol paleozoos és alsó-triász rétegek vannak a felszínen, továbbá a tűzköves mészkő Nagy-fennsíktól D-DK-re eső (olykor metavulkanittal és kovapalával váltakozó) előfordulásai. Az első- és másodrendű redők megléte csak a Garadna-völgytől északra ismerhető fel közvetlenül, jól azonosítható kőzettípusok ismétlődve kibúvó rétegei segítségével, délen csak a palásság és feltárás-léptékű redők utalnak rá.

A palásság intenzitása feltárásról feltárásra változó lehet, akár teljesen hiányozhat. Ez egyrészt a kőzettani környezet függvénye: az agyagos rétegekkel

váltakozva előforduló mészkőfajtákban a rétegen belüli nyírás kevéssé jelentős, a palásság főként préselődés eredménye; ahol viszont a mészkő a kevésbé kompetens réteg, mint a tűzköves mészkőben, ott általában sokkal intenzívebbnek mutatkozik. Másrészt viszont a tűzköves mészkőben kitűnt, hogy az intenzitás az elsőrendű redőn belüli helyzettől is függ. A homogén, tömeges mészkőben nem tisztázott, hogy az átmenetek a különböző intenzitású részek között folytonosak-e, és ott is fennáll-e ez az összefüggés. A nem palás tömeges mészkövekből több helyütt előkerültek nem vagy kevéssé deformált fosszíliák, miközben olykor egy km-en belüli feltárásokban, sőt akár egy kőbánya falain az ősmaradvány-lelőhelyektől távolabb már palás, átkristályosodott mészkövet lehet találni. Valószínű, hogy a tiszta tömeges mészkövek gyűrődése a tűzköves mészkövekéhez hasonló stílusban ment végbe, de markerfelületek híján ez feltárás-léptékben nem észlelhető.

A leginkább észlelhető területi stíluskülönbség a Bükk K-i részén a Nagy-fennsíktól és a Bükkszentkereszti töréstől D-re és É-ra fekvő, azonos rétegtani egységekbe sorolt kőzetek között van (*1. ábra*). Az É–ÉK-i oldal tömeges, tiszta mészkövének (Bükkfennsíki Mészkő F.) palássága általában gyengén észlelhető, nem elváló, és akár teljesen hiányozhat (pl. a miskolctapolcai várhegyi volt kőfej-tőben, *1. ábra*, 9. pont); a megjelenési forma a Kis-fennsíki, takarós vagy pikkelyes helyzetűnek tartott mészkőben láthatóhoz hasonlatos (Kisfennsíki Mészkő F.). A déli oldalon ezzel szemben a palásság intenzív, és a legfeltűnőbb hasadozottság is általában e mentén alakult ki. A palásság mentén gyakran világosabb és sötétebb szürke árnyalatú diffúz színsávozottság, durvább- (szabad szemmel is látható méretű) és finomabbszemcsés szövetű rétegecskék váltakozása észlelhető. A két oldal között a palásság intenzitásán felül a redőformákban is van különbség. A tűzköves mészkövek (Felsőtárkányi Mészkő F.) ptigmatikus redői csak a déli oldalon fordulnak elő, az északi oldalon nem jellemzőek. A déli oldalon agyagos-finomszemcsés közbetelepülésekkel váltakozó mészkőpadok felületein (Felsőtárkányi Mészkő F.) gyakori jelenség a mullionok kialakulása, északon a hasonló összetételű sorozatokban (Ablakoskővölgyi F.) jóval ritkább. A különbség arra utal, hogy a déli oldal deformációja az északinál magasabb hőmérsékleten és/vagy magasabb nyírófeszültségek hatására ment végbe. Ennek oka lehet, hogy az ott megjelenő kőzetek a deformáció idején mélyebben eltemetett vagy erősebb alakváltozásnak kitett zónában helyezkedtek el, de mindenképpen azt támasztja alá, hogy a határfelület mentén – egy későbbi deformációs fázisban – jelentős méretű elmozdulásnak kellett végbemennie.

Következtetések

A Bükk hegység kőzeteinek korai fázisú deformációja kiterjedt a hegység egész általunk vizsgált területére, míg a későbbi fázisok redői elsősorban mozgási zónákban koncentrálódnak, és legalább részben rideg alakváltozási jelenségekhez kapcsolódnak. A legnagyobb rövidülés és a redőtengelyek eredeti állása közel horizontális irányú lehetett, mivel jelenlegi állásukban csak a későbbi elmozdulások által érintett zónákban van jelentősebb eltérés ettől. Az e redőket

létrehozó deformáció egyfázisúnak tekinthető, mivel ilyen, korai stílusú redők interferenciája csak kis léptékben és kivételképpen fordul elő. A legnagyobb rövidülés és a főpalásság irányítottságának változatossága későbbi szerkezetalakulás eredménye.

A feltárás-léptékű magasabbrendű redők stílusuk (rétegek kivastagodása, redőformák, palásság megjelenése stb.) alapján jól elkülöníthetőek valamennyi későbbi deformációs fázis bélyegeitől. Bár egyes egyedi redők ettől eltérhetnek, különösen diszharmonikusan redőzött rétegsorokban, összességében a 2. osztályú vagy ahhoz közeli redők létrejötte volt jellemző. A térképi léptékű redők e fázishoz tartozásának megállapításában az azokkal azonos állású és erre a fázisra jellemző stílusú magasabbrendű redők jelenléte, az elsődleges palásság e térképi léptékű redők által nem gyűrt helyzete, a szárnyakon jelentkező, a forgóval szemben erősebb szöveti irányítottság és a szárnyak szoros záródása szolgálhat közvetve a stílusra utaló bizonyítékként. A redők méretei és térbeli irányítottsága viszont önmagukban nem elegendőek ehhez, hiszen a palásság redőződése is gyakorta hasonló tengelyirányú.

A mészkőben tapasztalható deformáció mértéke függ attól, hogy a kőzetanyag milyen rétegvastagság-arányokkal és kompetencia-kontraszttal jellemezhető rétegsorozatban, illetve főként hogy egy alacsonyabbrendű redő mely részében helyezkedett el az alakváltozás lezajlása során. Kisebb intenzitású palásság mutatkozik a korai fázisú alacsonyabbrendű redők forgózónáiban, illetve ott, ahol a mészkő kevésbé kompetens rétegekkel váltakozva fordul elő. A redőszárnyakon a nyírófeszültség értéke ennek többszörösére emelkedett, emiatt ott az intenzív nyírás határozott irányított szerkezetet („palásságot") okozott.

A deformáció intenzitása nem mindenhol egyenletes, kőzettípusonként és blokkonként stílusbeli különbségek mutatkoznak. Az eltérő kompetenciájú rétegek váltakozásából álló rétegsorokban a gyűrt formák többnyire hajlításos-nyírásos vagy hajlításos-réteglapmenti csúszásos redőződéssel jöttek létre, de a Nagy-fennsík északi peremétől és folytatólagosan a Bükkszentkereszti töréstől délre eső területeken a mészkövekben már passzív nyírásos redőződés is fellépett. A Bükkszentkereszti törés a délkeleti szakaszán két kőzettanilag azonos, de deformációs jelenségeiben jelentősen különböző mészkőtestet választ el, és más kőzettípusokban is jól észlelhető tektofáciesbeli különbségek vannak. Az eddig egységesnek tekintett „parautochton" e zóna mentén lehatárolt észak-északkeleti és dél-délnyugati részét – legalábbis a korai fázisnál nem fiatalabb események szempontjából – célszerű különálló egységként kezelni.

A korai fázisban kialakult palásság (a „főpalásság") létrejöttében, mint azt a cikk II. részében közölt mikroszerkezeti vizsgálatok is megerősítették, a mészkövekben a redőképződés során fellépett nyírás volt a döntő tényező. Jelentősége túlmutat a korai fázison, mert jól észlelhető aktív és passzív felületeket szolgáltatott a későbbi deformációs események számára olyan helyeken is, ahol e nélkül a további redők, valamint törészónák észlelése és stílusának felismerése nehézségekbe ütközne, vagy éppen lehetetlen volna. Bár bizonyos képlékeny elemek még a későbbi fázisokban is képződhettek, azokban a szerkezetalakulás részben vagy egészen rideg töréses folyamatokkal ment végbe.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők ezúton fejezik ki köszönetüket mindazoknak, akik kutatómunkához és a cikk megírásához segítséget nyújtottak. Köszönet illeti FÖLDESSY Jánost (ME Földtan-Teleptani Tanszék), aki a közlésre biztatott és a szövegezéshez tanácsokat adott, továbbá a lektorokat, CSONTOS Lászlót és KOROKNAI Balázst, akik észrevételeit felhasználtuk a cikk végső formájának kialakításánál. A cikk az OTKA T 37619. program támogatásával készült.

Irodalom – References

ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyte-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequences of the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **17/1–2**, 67–73.

ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium. – *Acta Geol. Hung.* **26/1–2**, 83–101.

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **48/2**, 717 p.

CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – *Földtani Közlöny* **129/4**, 611–651.

DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH KAD, CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. *Földtani Közlöny* **124/1**, 1–24.

FODOR L. 1988: Többfázisú redőképződés a Bükk hegységi Nagy-Ökrös környékén. – *Földtani Közlöny* **118/2**, 147–162.

RAMSAY, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. – McGraw-Hill, New York

TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: Structural Geology. – Freeman & Co., New York

Kézirat beérkezett: 2003. 02. 21.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Eltérő kompetenciájú rétegek elnyíródott határán kialakult redő márgarétegekkel váltakozó lemezes mészkőben. Ablakoskővölgyi Formáció, lencsési út bevágása (1. ábra, 10. pont)
   Fault formed on the boundary of strata with different competence in a sequence of laminar limestone and marl. Road cut on the road to Lencsés (Fig. 1, Point 10), Ablakoskővölgy Formation, Lower Triassic

2. Refraktált, intenzív palásság mészkőbe települt aleurolitpala-rétegben. Ablakoskővölgyi Formáció, Felső-Hámor feletti műút bevágása (1. ábra, 11. pont)
   Refracted, intensive cleavage in a siltstone layer interbedded in limestone. Road cut at Felső-Hámor (Fig. 1, Point 11), Ablakoskővölgy Formation, Lower Triassic

3. Vékony, metavulkanit-tartalmú rétegek jellegzetesen tekergő redői tűzköves mészkőben. Felsőtárkányi Mészkő Formáció + Szinvai Metabazalt Formáció, orosz-kút-völgyi erdészeti út bevágása (1. ábra, 8. pont)
   Typically winding folds of thin metavolcanite layers in cherty limestone. Road cut in the Orosz-kút valley (Fig. 1, Point 8), Felsőtárkány Limestone Formation + Szinva Metabasalt Formation, Upper Triassic

4. Tűzköves mészkőbe települt, metavulkanit-tartalmú réteg korai fázis utáni szétnyíródása a palássággal párhuzamos mozgási felület mentén. Felsőtárkányi Mészkő Formáció + Szinvai Metabazalt Formáció, orosz-kút-völgyi erdészeti út bevágása (1. ábra, 8. pont)
   Shearing of a metavolcanite layer interbedded in cherty limestone along a movement plane parallel with the cleavage. Road cut in the Orosz-kút valley (Fig. 1, Point 8), Felsőtárkány Limestone Formation + Szinva Metabasalt Formation, Upper Triassic

II. tábla – Plate 2

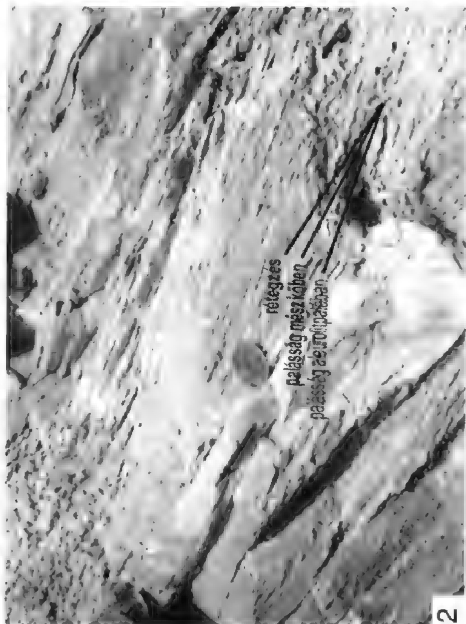
1. Ptigmatikus redők tűzköves mészkőben. Felsőtárkányi Mészkő Formáció, erdészeti út bevágása a Száraz-Szinva oldalában (1. ábra, 12. pont)
   Ptygmatic folds in cherty limestone. Road cut in the Száraz-Szinva valley (Fig. 1. Point 12), Felsőtárkány Limestone Formation, Middle – Upper Triassic

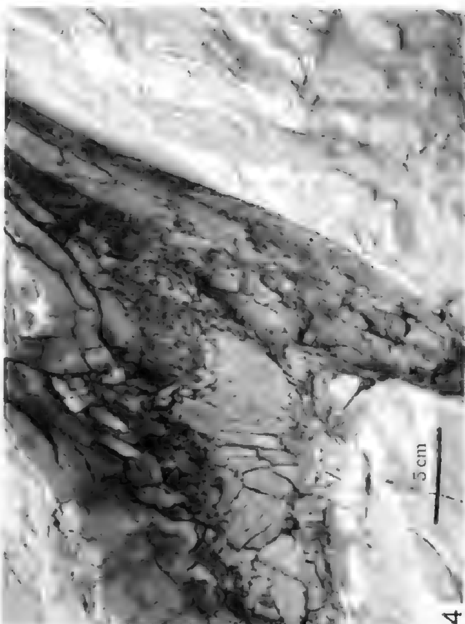
2. Mullionok márgarétegekkel váltakozó tűzköves mészkőben. Felsőtárkányi Mészkő Formáció, Lillafüred:Hollóstető közötti országút „halálkanyar"-bevágása (1. ábra, 6. pont)
   Mullions in cherty limestone with interbedded marl. „Death Curve" outcrop along the Lillafüred–Hollóstető road (Fig. 1, Point 6), Felsőtárkány Limestone Formation, Middle – Upper Triassic

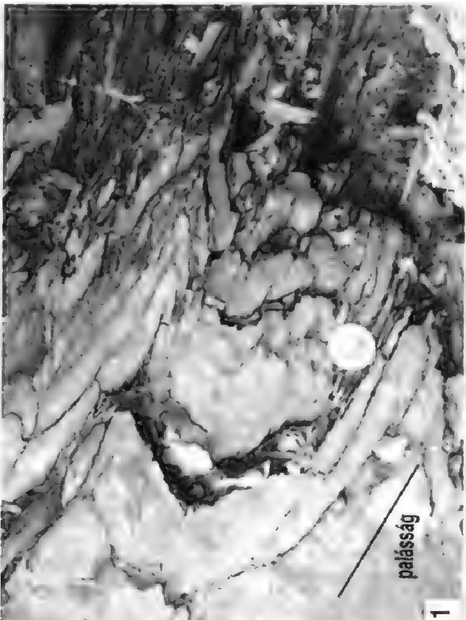
3. Tűzkőrétegek hasonló redői dúsan tűzköves mészkőben. Felsőtárkányi Mészkő Formáció, erdészeti út bevágása a Közép-Szék oldalában (1. ábra, 7. pont)
   Similar folds in chert layers in strongly cherty limestone. Road cut on the Közép-Szék hill (Fig. 1, Point 7), Felsőtárkány Limestone Formation, Middle–Upper Triassic

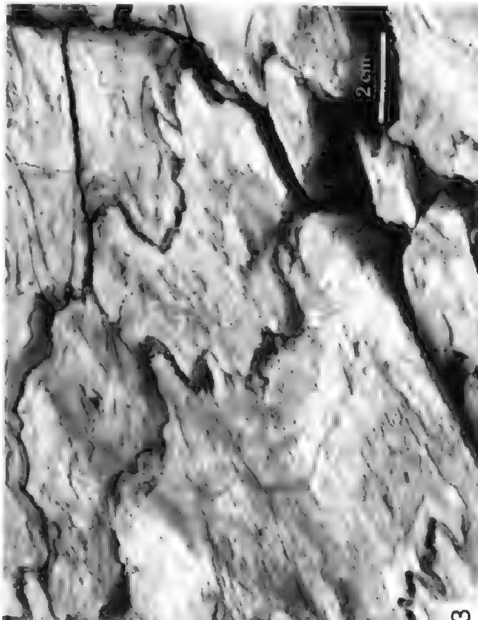
4. 1. típusú redőinterferencia-mintázat tűzköves mészkőben. Felsőtárkányi Mészkő Formáció, erdészeti út bevágása a Közép-Szék oldalában (1. ábra, 7. pont)
   Type 1 fold interference pattern in cherty limestone. Road cut on the Közép-szék hill (Fig. 1, Point 7), Felsőtárkány Limestone Formation, Middle – Upper Triassic

I. tábla – Plate I



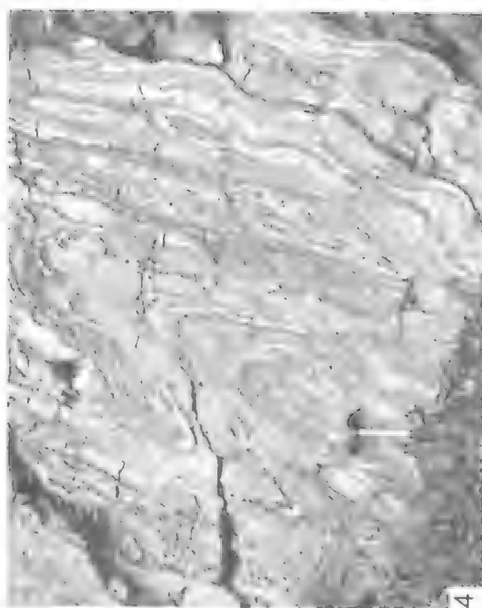


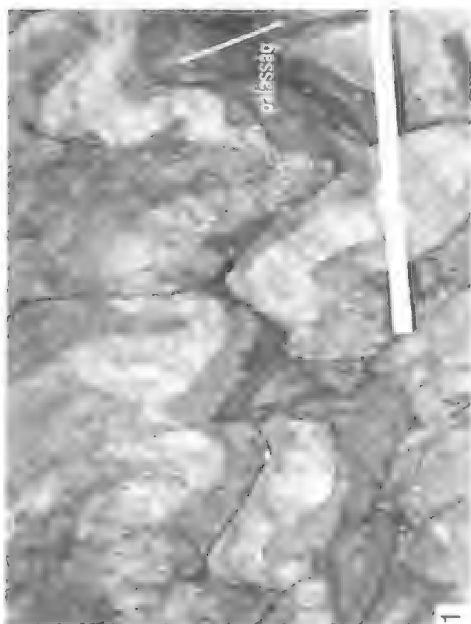




II. tábla – Plate II









Földtani Közlöny 133/4, 585–592 (2003) Budapest

Nekrológ

KÉRI János emlékére



2002. február 15-én, életének 68. évében elhunyt dr. KÉRI János geológus-mérnök tagtársunk, a földtudományok kandidátusa, a Magyar Állami Földtani Intézet nyugalmazott tudományos osztályvezetője.

1934. október 9-én Geszten született. Középiskolai tanulmányait Berettyóújfalun az Állami Arany János Gimnáziumban fejezte be háborús évveszteséggel 1953-ban. Egyetemi tanulmányait Sopronban és az egyetem áthelyezése következtében Miskolcon, a Nehézipari Műszaki Egyetem Bányamérnöki Karán végezte, ahol 1958-ban geológus-mérnöki diplomát kapott.

1958–1969 között a Nógrádi Szénbányák Vállalatnál dolgozott, kezdetben a Nagybátony körüli bányaüzemek területi geológusaként, 1968-tól a vállalat talajmechanikai laboratóriumát is üzemeltető fúróüzem vezetőjeként.

1970. január 1-től a Központi Földtani Hivatal kikérése alapján, áthelyezéssel került a Magyar Állami Földtani Intézet Észak-magyarországi Területi Szolgálatához, annak alapító tagjaként, tudományos osztályvezetői besorolással azonos beosztásban.

Intézeti érdekű áthelyezéssel vezette a Közép-dunántúli Területi Szolgálatot 1979. október 1-től 1991-es korengedményes nyugdíjazásáig.

KÉRI János szaktudományunk iránti érdeklődése sok forrásból eredt: gyermekkorát végigkísérte az alföldi ember kíváncsisága, megismerésvágya a távoli, titokzatos hegyvidék iránt, a pusztai pásztor-ősök olthatatlan szabadságvágya és vonzalma a szabad természethez. Diákként korán kitűnt tehetsége, természettudományos érdeklődése és matematikai gondolkodásmódja. Ezek vezették a műszaki-bányászati egyetemre, ahol képességeit BOGSH László az őslénytan, KÁNTÁS Károly a geofizika, SZÁDECZKY-KARDOSS Elemér a kőzettan-geokémia, VENDEL Miklós az általános földtan-teleptan, ZAMBÓ János a bányászat terén fejlesztette tovább. Kiváló professzorainak, és a mások által főleg a szakma gyakorlati fogásait, műszaki oldalát oktató képzésnek köszönhette, hogy szakmai életútja során képzettségének megfelelően több területen növelhette ismereteit, töretlen ívben tudott alkalmazkodni az új feladatokhoz.

Geológussá válásának első állomása a nógrádi barnakőszénbányászat. Generációjára jellemzően, bányageológusként azonnal felelősségteljes feladatokat kapott: több bánya napi földtani, szerkezetföldtani, minőségellenőrzési,

Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 149. Rendes Közgyűlésén 2002. március 20-án.

vízföldtani problémáival kellett megküzdenie. Mindenben számíthatott azonban részben közös tanítómesterünk és atyai jóbarátunk BARTKÓ Lajos főgeológus feltétlen bizalmára és támogatására. Javaslatára talajmechanikai-kőzetfizikai vizsgálatokat kezdeményezett és végzett a vágathajtások biztonsága és hatékonyságának növelése érdekében.

Ennek eredményeképpen – korát és szénbányászati környezetét megelőzve – megalapítója lett a vállalat talajmechanikai laboratóriumának, amely később a fúrási üzemmel összevontan építésföldtani-mérnökgeológiai kutatóhellyé fejlődött. Ez biztosította a vállalat időleges továbbélését és a bányabezárások idején fontos tényező lett a kisebb mezőgazdasági kutatásoknál valamint a barnakőszénbányászattól eltérő új profil kialakításában. Az egri pincerendszer feltárási, katasztrófaelhárítási munkáiban, vízkutatásban, környezetvédelmi részfeladatok felkutatásában és végrehajtásában KÉRI János elévülhetetlen érdemeket szerzett. Részese volt a nógrádi barnakőszén terület utolsó, mátraverebélyi felderítő kutatásának és zárójelentése munkálatainak. Bányageológusi munkásságának évtizedét 11 nyersanyagkutatási, ugyanannyi kőzetfizikai-talajmechanikai és vízföldtani jelentés, szakértői vélemény jellemzi.

Pályafutásának szakmai kiteljesedését jelentette kinevezése a Magyar Állami Földtani Intézet Észak-magyarországi Területi Szolgálatának vezetésére. Az országban másodikként megalakult szolgálat hatásköre a három észak-magyarországi megyére terjedt ki, közismerten változatos földtani viszonyok mellett, szerteágazó nyersanyagkutatási, bányászati tevékenységgel, alkalmazott földtani problémák egész sorával. Ehhez a szakterület úgyszólván teljes spektrumában hasznosíthatta sokirányú képzettségét, szakmai és élettapasztalatát; kiváló kapcsolatteremtő és szervezői képességeit. Rövid idő alatt meghatározó szerepe lett a szolgálatok szakhatósági, nyersanyagkutatási és egyéb feladatokra vonatkozó koncepcióinak kialakításában. Teljes vertikumban munkakapcsolatokat alakított ki az üzemek, a területi közigazgatás, az országos szervek és a főhatóságok szintjén és a tudományos kutatás egyetemi, kutatóintézeti, akadémiai kutatóhelyeivel egyaránt. A törvényi háttér gyakori hiányát és a hivatalos eljárások útvesztőit óriási szakmai áttekintésével, lefegyverző egyéniségével; ma már úgy mondanánk rendkívüli kreativitással és kompromisszumkészséggel hidalta át. Szakmai munkája ekkor egész Észak-Magyarországra kiterjedt és példamutatóan szervezte meg a magyar-szlovák határmenti földtani együttműködés keretében az építőipari nyersanyagok és kutatási lehetőségeik felmérését is. Érdeklődése egyre inkább az építésföldtan-mérnökgeológia irányába fordult. Kiemelkedő eredménye „Salgótarján Város Építésföldtani Atlasza", melynek munkálatait 1972–1975 között JÓZSA Gábor társszerzővel és munkatársaival végezte. Ez 1981-ben 1:10 000 felbontású alap-, és még részletesebb melléktérképekkel jelent meg. „Salgótarján környéki üledékes kőzetek építésföldtani vizsgálatának eredményei" címmel résztanulmányait kandidátusi disszertációjában foglalta össze és védte meg 1979-ben. Módszertani és szakmapolitikai, intézetpolitikai szempontból e művek mellett a megyei építőanyagkataszterek és a felszínmozgási-veszélyeztetettségi térképek úttörő jelentőségűek. Ekkor kezdett rendszeresen foglalkozni a földtani természetvédelem és a környezetvédelem kérdésével, különös tekintettel az ipolytarnóci

védett területre. Salgótarjáni szolgálatának évtizedét 22 építésföldtani és 11 építőanyagipari nyersanyagkutatással kapcsolatos dokumentáció fémjelzi.

KÉRI János életpályájának harmadik – sajnos félbemaradt, megszakított – szakaszát a Közép-dunántúli Területi szolgálat vezetőjeként, Veszprémben élte meg. Két évtizedet meghaladó szakmai tapasztalattal, alkotóképességének teljében munkaterületét szakmai és társadalompolitikai szempontból egyaránt rövid idő alatt birtokba vette, meg tudta ismételni észak-magyarországi „honfoglalását". Az új területhez, új feladatokhoz igazodva nagy erővel szervezte a rendkívül aktuális, az országos alkalmazott földtani szintézisek bemutatását célzó prognosztikus munkákat és a prognózistérképek szerkesztését. Hivatali feladatai miatt is, de döntően kutatói ambíciói alapján vált az építőipari nyersanyagok és építőanyagipari ásványi nyersanyagok kataszterezésének „spiritus rectorává". A témakörben négy módszertani útmutató összeállítása után MOLNÁR Istvánné társszerzőségével publikálta a „Magyarország Földtani Atlasza" (M = 500E) sorozatban 3 lapon a kavics, murva és homok nyersanyagok országos prognózisát; kéziratban maradt a durvakerámiai anyagok, építő és díszítőkövek, építő és talajjavító anyagok azonos feldolgozása. Részt vett az atlaszsorozat két szennyeződésérzékenységi térképváltozatának elkészítésében, a Balaton környéki részletes méretarányú szennyeződésérzékenységi térkép összeállításában. Utóbbiakon túlmenően a földtani környezetvédelem egyre aktívabb művelését bizonyítja a toxikus hulladéklerakók földtani problémaköréről KNEIFEL Ferenccel publikált tanulmánya és hat kutatási jelentése.

Életművét nem tükrözi, de a statisztika száraz adataival jellemzi 15 nyomtatásban megjelent publikációja, 111 kéziratosan archivált, így közhasznúvá vált jelentése, szakvéleménye, tanulmánya. Eredményeit az állam Bányász Szolgálati Érdeméremmel és a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója kitüntetéssel; egyeteme doktori címmel, a Magyar Tudományos Akadémia kandidátusi fokozattal ismerte el. A Magyarhoni Földtani Társulat 1957-től keltezett tagságát, területi szakosztályok vezetőségi tagjaként végzett aktív munkáját honorálta a Társulat 150 éves jubileumi Közgyűlésén tiszteleti taggá választásával. Tagja volt a miskolci, veszprémi Akadémiai Bizottság munkabizottságainak, a Magyar Mérnöki Kamarának. Élete utolsó évtizedében már csak földtani szakértőként tevékenykedett.

Életének mérlegében jó és rossz kiegyensúlyozottan jelenik meg. Generációjának át kellett élnie a háborút és a forradalmat követő nehéz éveket; a recessziók, bányatemetések időszakát; magánéletében a többszöri új életkezdés terheit és végül 57 évesen a kényszerű és teljesen indokolatlan nyugdíjazás keserűségét is. Ugyanakkor részese lehetett szakmánk legeredményesebb fél évszázadának; művelhette hazánk geológiai szempontból is csodálatos két nagy területének kutatását; a földtan három szakirányát is gazdagíthatta eredményeivel; aktív, alkotó, közmegbecsülésnek és közszeretetnek örvendő tagja lehetett szaktársadalmunknak. Megélhette, hogy eredményei az ország fejlődésében is megjelenjenek; törvényekben, rendelkezésekben nyerjenek polgárjogot a szakma jobbító törekvései. Megélhette, hogy szakmáját, szakmaszeretetét örökül hagyhatta egyetlen lányára. Talán mindezeknek köszönhető, hogy élete végéig megmaradt kiegyensúlyozott kedélyű, nyílt és egyenes jellemű, boldog embernek; segítő szándékú kollégának, önfeláldozó és vendégszerető jó barátnak.

A Területi Földtani szolgálatok 30 éves jubileuma alkalmából megjelent utolsó publikációjában írta: „...azt hiszem a fennmaradásunkért vívott három évtizedes harc nem volt hiábavaló." Az ő élete, megfeszített munkája, szakmai és emberi példamutatása sem volt hiábavaló a szaktársadalom és a földtan tudományának fennmaradásáért.

KÉRI János hamvait 2002. március 5-én búcsúztattuk Budapesten a Fasori Református Egyházközség templomában, a Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Állami Földtani Intézet nevében. Urnáját őszinte megrendüléssel kísérte családja, barátai, kollégái és tisztelőinek serege.

HÁMOR Géza

Kéri János irodalmi munkássága

Nyomtatásban megjelent:

– 1962: A szorospataki vízkutatás eredményei. – *Hidrológiai Tájékoztató* **1962**. április, 1 p.

– 1964: A délnógrádi barnakőszénterület újabb kutatási eredményei. – *Földtani Közlöny* **94**, 467–472.

– 1966: A mátraverebélyi kutatás eredményei. – *Földtani Kutatás* **3**, 7–11.

– 1973: Építőkövek kutatásának problémái és tapasztalatai a kis és közepes bányatelepítésekkel kapcsolatban Északmagyarországon. – *Földtani Kutatás* **16**, 4–10.

– 1978: Néhány Salgótarján környéki üledékes kőzet talajfizikai jellemzőinek matematikai statisztikai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **108/2**, 199–212.

BADINSZKY P., – 1980: Építő és építőanyagipari ásványi nyersanyagok, kataszterek és prognózisok módszertana. – *Földtani Kutatás* **26**, 9–16.

–, JÓZSA G. 1981: Salgótarján város Építésföldtani Atlasza. – Kiadta: a Központi Földtani Hivatal és Salgótarján Város Tanácsa

– KASSAY M., – 1981: A Balaton térségének szennyeződésérzékenységi térképe. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1981**-*ről* 69–71.

–, KONDA J. 1982: Építő és díszítőkövek prognózis munkái Magyarországon. – *Földtani Kutatás* **28/3**, 51–56.

–, KNEIFEL F. 1984: A toxikus anyagok lerakásának földtani kritériumai. – *Mérnökgeológiai Szemle* **32**, 7–18.

–, MOLNÁR I-né 1988: Építőipari kavics, homok és murva prognózis. Felszínközeli elterjedési térkép. Magyarország Földtani Atlasza No. 14.1. M = 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

–, MOLNÁR I-né 1988: Építőipari kavics, homok és murva prognózis. Prognosztikus területek térképe. Magyarország Földtani Atlasza No. 14.2. M = 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

–, MOLNÁR I-né 1988: Építőipari homok prognózis. Prognosztikus területek térképe. Magyarország Földtani Atlasza No. 14.3. M = 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

– 1999: Néhány gondolat a Területi Földtani Szolgálatok 30. éves évfordulójához. – *Földtani Kutatás* **36/4**, 7–9.

Kéziratos tanulmányok és jelentések (válogatás)

– 1960: Katalin Bányaüzem vízkutatásáról, zárójelentés. – OFG Adattár, 10 p.

– 1962: Talajmechanikai és hidrogeológiai szakvélemény a Salgótarjáni strandfürdő vizsgálatával kapcsolatban. – OFG Adattár

– 1963: A Kányási-akna teljes kutatási terve. – OFG Adattár, 16 p.

BARTKÓ L., – 1964: A nagybátonyi Katalin II. lejtősakna összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. – OFG Adattár, 162 p.

BARTKÓ L., – 1964: A nagybátonyi Tibres akna összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. – OFG Adattár, 188 p.

– 1965: Kányás-Bükkvölgyi terület teljes kutatási terve. – OFG Adattár, 26 p.
Bartkó L., – 1965: Kányás-akna összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása 1965. X. 1-i helyzet szerint. – OFG Adattár, 61 p.
–, Hursán L., B. Szabó L. 1965: Kányás rekonstrukció összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. – OFG Adattár, 468 p.
– 1966: A Mátraverebélyi barnakőszénterület felderítő kutatásáról és készletszámításáról, jelentés. 1966. V. 30-i állapot. – OFG Adattár, 25 p.
– 1967: Ménkes-táró alfa ereszke kutatásának és kőzetfizikai anyagvizsgálatának kiértékelése. – OFG Adattár, 5 p.
Bartkó L., – 1967: Tiribes-akna hidrogeológiai jelentése (Nagybátony) 1965–1967. – OFG Adattár, 10 p.
– 1968: Salgótarján – Eresztvényi új szálloda előzetes talajmechanikai vizsgálata. – OFG Adattár
– 1968: Salgótarján–Zagyvapálfalva Bányagépgyár darupálya részletes talajmechanikai szakvéleménye. – OFG Adattár
–, Bartkó L., Laczkó I. 1968: A jánosaknai víztározó (mátraszelei külfejtés bányaüreg) rézsűállékonysági vizsgálata, talajmechanikai és hidrogeológiai szakvéleménye. – OFG Adattár, 21 p.
– 1968: A nógrádi alapszelvények és típuskőzetek mérnökgeológiai és építésföldtani vizsgálata. – OFG Adattár, 8 p.
– 1969: Zagyvapálfalva BRG gyáregység üzemcsarnokainak talajmechanikai szakvéleménye. – OFG Adattár
– 1969: Salgótarján Sportcsarnok talajmechanikai szakvéleménye. – OFG Adattár
– 1970: Földtani kutatási és értékelési javaslat a Salgótarján–Gyurtyánosi homokbányáról. – OFG Adattár, 5 p.
– 1970: A „Szúpataki" MgTSz. Mészkőbányájának részletes kutatási terve. – OFG Adattár, 20 p.
–, Bartkó, L. 1970: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a Kazári „Zöldmező" MgTSz. Mátraszelei (Tordas) homoklelőhelyéről (0121/2. hrsz.). Ásványvagyon készletszámítás és átminősítés. – OFG Adattár, 35 p.
–, Szentirmai I. 1970: A berceli „Vörös Csillag" MgTSz. homokos-kavics bányájának földtani jelentése és készletszámítása (Köves-oldal). – OFG Adattár, 49 p.
– 1971: Műszaki ellenőri jelentés a Somoskőújfalu 3. sz. fúrás újravizsgálatáról és rétegnyitásáról. – OFG Adattár, 13 p.
– 1971: „Egyesült Vörös Hajnal" MgTSz. Marcali összefoglaló földtani jelentés a Marcali község határában tervezett homokbánya kutatásáról. – OFG Adattár, 15 p.
– 1971: „Egyesült Erő" MgTSz. Balatonkeresztúr, összefoglaló földtani jelentés az „Egyesült Erő MgTSz. Balatonkeresztúr község határában működő homokos-kavics bánya kutatásáról. – OFG Adattár, 19 p.
– 1971: A Felsőtárkány várhegyi dolomitbánya földtani összefoglaló jelentése és készletszámítása 1970. nov. 1-i állapotnak megfelelően. – OFG Adattár, 41 p.
– 1971: A Felsőtárkány várhegyi dolomitbánya összefoglaló földtani jelentése. – OFG Adattár, 23 p.
– 1971: Az ipolyártéri kavicskutatás programjavaslata. – OFG Adattár, 9 p.
– 1971: Munkaprogram és tervjavaslat az ipolytarnóci földtani természetvédelmi terület kialakításával kapcsolatban. – OFG Adattár, 7 p.
Pálfy J., – 1971: „Mátra Kincse" MgTSz. Gyöngyös homokbánya földtani jelentés (Visonta, Csókásdűlő). – OFG Adattár, 121 p.
– 1972: Előzetes javaslat a FÜTÖBER nagybátonyi gyáregységénél keletkező mérgezett szennyvíz tároló elhelyezésére. – OFG Adattár, 3 p.
– 1972: Tájékoztató Nógrád megye tanácsi és termelőszövetkezeti építőipari nyersanyagbázisának kutatási helyzetéről. – OFG Adattár, 18 p.
– 1972: Nógrád megye kavicskutatás felderítő és előzetes fázisú kutatási terve (alapadatok, impurum, Ipolymenti). – OFG Adattár, 68 p.
–, Józsa G., Árpási M., Csaba J., Tóth Z. 1972: Nagybátony-Kisterenye F–1. sz. fúrás (2200 m) műszaki fúrási tervjavaslat. – OFG Adattár, 38 p.
– 1973: Munkaprogram és tervjavaslat az ipolytarnóci földtani természetvédelmi terület végleges kialakításával kapcsolatos teljes földtani előkészítéshez. – OFG Adattár, 12 p.
– 1973: Építésföldtani szakvélemény Salgótarján Béke-telep környékéről. – OFG Adattár, 9 p.
– 1973: Nagybátony 324/I. szerkezet- és vízkutató fúrás. – OFG Adattár, 41 p.

– 1973: Nógrád megye építőipari nyersanyagának helyzetképe (1971–1972-es felmérés). – OFG Adattár, 72 p.
– 1973: Építőkövek kutatásának problémái és tapasztalatai a kis és közepes bányatelepítésekkel kapcsolatban Észak-Magyarországon. – OFG Adattár
–, Józsa G. 1973: Nógrád megye kőbányászati helyzetképe. – OFG Adattár, 34 p.
– 1973: Salgótarján mérnökgeológiai térképe. – OFG Adattár, 587 p.
– 1973: Salgótarján mérnökgeológiai térképei II. kötet, fúrási rétegsorok. – OFG Adattár, 5 p.
– 1974: Vízszerzés lehetőségei az Ipolytarnóci Természetvédelmi Terület környékén. – OFG Adattár, 4 p.
– 1974: Somoskő (Medves lapos) bazaltterület részletes kutatási terve (Somoskőújfalu). – OFG Adattár, 17 p.
– 1974: Salgótarján építésföldtani térképezése 1972–1974. – OFG Adattár, 20 p.
–, Józsa G. 1974: Szakvélemény a Kisterenye–Gyularakodó–Kazár környéki riolittufa vagyonról. – OFG Adattár, 16 p.
–, Józsa G. 1974: Borsod–Heves–Nógrád megye felszínmozgásos területei 1973–1974. – OFG Adattár, 1 p.
– 1975: Salgótarjáni mérnökgeológiai térképezés magyarázó kötet. – OFG Adattár, 143 p.
– 1975: Somoskő Medves-lapos részletes fázisú bazaltkutatás összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása [Eresztvény-Közép és Eresztvény-Ny bazaltbánya, bányászati jog törlése (Somoskőújfalu) 1999]. – OFG Adattár, 66 p.
Józsa G., – 1975: BAZ–Heves–Nógrád megye felszínmozgásos területei 1974–1975. – OFG Adattár, 68 p.
– 1976: Salgótarján Sebaj-telep töltőanyaglehetőségeinek építésföldtani szakvéleménye. – OFG Adattár, 34 p.
– 1976: Gazdaságföldtani adatok a Szendrői-hegység területéről. – OFG Adattár, 14 p.
Józsa G., – 1976: Borsod–Heves–Nógrád megye felszínmozgásos területei. – OFG Adattár, 64 p.
Józsa G., – 1976: BAZ megye kavics-homokbányászati helyzetkép. – OFG Adattár, 112 p.
Boldizsár I., Pálfy J., – 1976: Az építőipari alapanyagok közös népgazdasági hasznosításának földtani felvételei a Magyar-Csehszlovák határmenti területen. I–IV. kötet. – OFG Adattár, 215 p.
–, Zapák, M. 1977: A Csehszlovák–Magyar határmenti területen előforduló építőipari nyersanyagok. – OFG Adattár, 215 p.
–, Józsa G. 1977: Észak-Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani feldolgozása. – OFG Adattár, 17 p.
– 1978: Szakvélemény, Dobogó-tető–Tepke-hegy környékének ivóvíz beszerzési lehetőségeiről. – OFG Adattár
– 1978: Néhány Salgótarján környéki üledékes kőzet talajfizikai jellemzőinek matematikai statisztikai vizsgálata. – OFG Adattár, 14 p.
– 1978: Salgótarján és környéke építésföldtani vizsgálatának eredményei. – OFG Adattár, 11 p.
Bartkó L., – 1978: Javaslat az Ipoly-völgyében, Rárós-puszta térségében végzendő termálvíz feltárására. – OFG Adattár, 32 p.
Bartkó L., – 1978: Salgó–Medves környékének földtani térképezése. – OFG Adattár, 46 p.
–, Józsa G. 1978: Kutatási javaslat Sátoraljaújhelyi-torzsási kerámia agyag soványító nyersanyagának biztosítására. – OFG Adattár, 15 p.
–, Józsa G. 1978: BAZ megye kőbányászati helyzetképe. – OFG Adattár, 109 p.
– 1979: Veszprém megye ásványi nyersanyagai. – OFG Adattár, 28 p.
– 1979: Irányelvek az építő-, építőanyagipari nyersanyagok, talajjavító anyagok és vegyesásványok prognózisához. – OFG Adattár, 11 p.
– 1979: Várpalota város mérnökgeológiai helyzetképe. Munkaközi részanyag. – OFG Adattár, 11 p.
Kneifel F., – 1979: Fejér megye felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere. – OFG Adattár, 118 p.
– 1980: Badacsonyi Tájvédelmi Körzet földtani képződményeinek bemutatása. – OFG Adattár
– 1980: Az É-Balatonpart üdülőövezet földtani vizsgálata szemét és szennyvízelhelyezés szempontjából – OFG Adattár, 18 p.
– 1980: Badacsonytomaj szennyvízcsatornázásához részletes talajmechanikai szakvélemény. – OFG Adattár, 18 p.
– 1980: Szakvélemény Pötréte község Kossuth és Szabadság utcai lakások vízellátási panaszai tárgyában. – OFG Adattár, 11 p.

– 1980: Építő-, építőanyagipari nyersanyagok és talajjavító anyagok prognózisának programja. – OFG Adattár, 11 p.
JEKKEL I., JÓZSA G., – 1980: Észlelési magyarázó Salgótarján város építésföldtani atlaszához. – OFG Adattár, 284 p.
KNEIFEL F., – 1980: Balatonvilágos. Mérnökgeológiai helyzetkép. – OFG Adattár, 22 p.
KNEIFEL F., – 1980: Zirc mérnökgeológiai helyzetképe. – OFG Adattár, 22 p.
KNEIFEL F., – 1980: Fejér megye mérnökgeológiai helyzetképe. – OFG Adattár, 14 p.
– 1981: Sümeg tájékoztató jellegű építésföldtani szakvéleménye. – OFG Adattár, 6 p.
– 1981: A Tihanyi Tájvédelmi Körzet földtani képződményeinek bemutatása. – OFG Adattár, 45 p.
–, ZSILÁK Gy. L. 1981: Badacsonyi Tájvédelmi körzet külszíni bányáinak nyilvántartása és rekultivációs javaslata. – OFG Adattár
KNEIFEL F., – 1981: Dunaújváros és településcsoportja ÁRT véleményezése. – OFG Adattár, 3 p.
KNEIFEL F., – 1981: Veszprém megye felszíni szennyeződés-érzékenységi térképe. Magyarázó. – OFG Adattár, 13 p.
– 1982: Veszprém megye Általános Rendezési Tervek földtani megalapozása. Magyarázó. – OFG Adattár, 38 p.
–, ZSILÁK Gy. L. 1982: Általános Rendezési Tervek földtani megalapozása, Komárom megye. – OFG Adattár, 30 p.
KNEIFEL F., – 1982: Komárom megye felszíni szennyeződés-érzékenységi térképe. Magyarázó. – OFG Adattár, 40 p.
– 1983: Badacsony földtani jellegű tájvédelmi értékei. – OFG Adattár, 31 p.
– 1983: Építő-, építőanyagipari talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Törmelékes üledékes kőzetekhez tartozó nyersanyagok. – OFG Adattár,
– 1983: Építő-, építőanyagipari talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Metamorf és magmás-vulkáni kőzetekhez tartozó nyersanyagok. – OFG Adattár,
– 1983: Építő-, építőanyagipari talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Szilárd építőkövek. – OFG Adattár,
–, HORVÁTH A. 1983: Balaton északi üdülőövezet felszíni bányáinak katasztere. – OFG Adattár, 128 p.
KNEIFEL F., – 1983: Környezetföldtani szakvélemény Komárom megye komplex hulladékelhelyezési tanulmánytervéhez. – OFG Adattár, 27 p.
–, KNEIFEL F. 1983: A toxikus anyagok lerakásának földtani kritériumai. – OFG Adattár, 18 p.
– 1984: Veszprém megyei építő-, építőanyagipari ásványbányászati, talajjavító ásványi nyersanyagainak helyzete és hasznosítási lehetőségei. Építő-, építőanyagipari talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Metamorf és magmás-vulkáni kőzetekhez tartozó nyersanyagok. – OFG Adattár, 26 p.
FUJÁK J., SZABÓ Z., MÉRAI K., MAKRAI L., SZANTNER F., – 1984: Összefoglaló jelentés a „Veszprém megye természeti kincseinek feltárása és hasznosításának lehetőségei" című vizsgálatról. – OFGA Adattár, 153 p.
KNEIFEL F., – 1984: Általános rendezési tervek megalapozása. Fejér megye. – OFGA Adattár, 22 p.
–, MOLNÁR I-né 1984: Építő-, építőanyagipari és talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Durvakerámiai agyagok. Fúrási rétegsorok. – OFG Adattár
CSÁSZÁR G., GYALOG L., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., KONDA J., HAAS J., BIHARI D., MAJOROS Gy., RAINCSÁK Gy., BERNHARD B., BENCE G., JÁMBOR Á., KAISER M., HORVÁTH I., TÓTH Á., TÓTH Gy., SOLTI G., – 1985: Magyarázó a Bakony hegység 50 000-es fedett-fedetlen földtani térképéhez.. – OFG Adattár, 182 p.
– 1985: Építő-, építőanyagipari talajjavító ásványi nyersanyagok prognózisa. Durvakerámiai nyersanyagok. – OFG Adattár, 118 p.
– 1986: Nemesvámos–Veszprémfajsz szennyvízelhelyezési környezetföldtani szakvéleménye. – OFG Adattár, 5 p.
– 1986: Építő-, építőanyagipari és talajjavító ásványi nyersanyagok előkutatási programja. – OFG Adattár, 68 p.
FAJCS I., –, KNAUER J., KÓKAY J. 1986: Tűzálló anyagok felderítése. – OFG Adattár, 33 p.
– 1987: Értékelő jelentés a magmás kőzetekből kötőanyaggal előállítandó műkőgyártáshoz, kőzetminták technológiai-vizsgálati célra történő begyűjtése. – OFG Adattár, 21 p.
KONDA J., – 1987: Építő-, díszítőkő előkutatás 1985–1986. – OFG Adattár
– 1988: Komárom megye megkutatott és perspektívikus építő-, építőanyagipari ásványi nyersanyag ellátottsága. – OFG Adattár, 9 p.

– 1988: A Vázsonyi Séd–Egervíz völgyének földtani vizsgálata különös tekintettel a Nagyvázsony és Kapolcs közti szakasz kiszáradására. – OFG Adattár, 6 p.
– 1988: Veszprém megyei építő-, építőanyagipari ásványbányászati, talajjavító ásványi nyersanyagainak helyzete és hasznosítási lehetőségei. – OFG Adattár, 5 p.
RAINCSÁK Gy., –, KNEIFEL F. 1989: Magyarország megyéinek komplex földtani területi prognózisa. Komárom megye. – OFG Adattár, 90 p.
BOLDIZSÁR I., JÓZSA G., KASSAI M., – , MIKÓ L., RAINCSÁK Gy., ZENTAY T., ZSILÁK Gy. 1989: A területgazdálkodás földtani megalapozása. Magyarország megyei területprognózis atlaszainak szerkesztése a Magyar Állami Földtani Intézetben. – OFG Adattár, 15 p.
– 1990: Veszprém megye megkutatott és perspektivikus ásványi nyersanyagainak ellátottsága. – OFG Adattár, 9 p.
KNEIFEL F., HORVÁTH A., – 1990: Székesfehérvár földtani környezetvédelmi helyzetképe. – OFG Adattár, 14 p.
– 1991: Magyarország építő-, építőanyagipari ásványi nyersanyagai (Magyarázó az 500 000-es prognózis térképhez.). – OFG Adattár, 432 p.
–, SZABÓ L. 1994: Magyaralmás Bothegy földtani kutatási jelentése. – OFG Adattár, 14 p.

Földtani Közlöny 133/4, 593–596 (2002) Budapest

2003-ban jubilált tagtársaink

Tisztelettel és szeretettel köszöntjük Társulatunk azon tagjait, akik a 2001. évben ünnepelték 90., 85., 75., illetve 70. születésnapjukat. Köszönjük Társulatunk és szakmánk érdekében végzett munkájukat, és kívánunk további jó erőt, egészséget és jó szerencsét.

BREZSNYÁNSZKY Károly
az MFT elnöke

90 éves



MIHÁLTZ Istvánné
(1913. 06. 22.)



VENKOVITS ISTVÁN
(1913. 12. 03.)

85 éves



HEGEDŰS Gyula
(1918. 03. 14.)



MOLNÁR József
(1918. 07. 08.)

75 éves



MÁRTON Gyula
(1928. 01. 14.)

HONTI Ernőné
(1928. 06. 22.)



BARABÁS Andor
(1928. 02. 16.)



GOÓZ LAJOS
(1928. 08. 21.)



BARABÁSNÉ STUHL Ágnes
(1928. 04. 30.)

† KOVÁCS Zsolt
(1928. 08. 26.)

75 éves


KECSKEMÉTI TIBORNÉ
(1928. 09. 14.)

VÁNDORFI Róbert
(1928. 09. 29.)


ALFOLDI László
(1928. 09. 23.)


KERTÉSZ Pál
(1928. 10. 19)

75 éves

PARÁK Tibor
(1928. 11. 18.)


HERNYÁK Gábor
(1928. 12. 14.)

70 éves


PAÁL Tamás
(1933. 01. 04.)

70 éves


SZ[illegible] Ferenc
(1933. 01. 03.)


JÁMBOR Áron
(1933. 03. 15.)


† KEDVES MIKLÓS
(1933. 03. 21.)


ELEK Izabella
(1933. 03. 29.)

70 éves


BOGNÁR Ernő
(1933. 04. 06.)


ZENTAY Tibor
(1933. 04. 28.)


KOVÁCS ISTVÁN
(1933. 05. 17.)


ILKEYNÉ PERLAKI Elvira
(1933. 05. 19.)

70 éves


HŐRISZT György
(1933. 06. 11.)


EMBER Károly
(1933. 07. 09.)


2002
T. KOVÁCS GÁBOR
(1932. 12. 18.)

70 éves


KOVÁCH ÁDÁM
(1933. 07. 21.)


SÜLI Mihályné
(1933. 08. 29.)

70 éves


CSILLING László
(1933. 10. 24.)


UJLAKY Gábor
(1933. 11. 10.)

70 éves


ERDÉLYI Tibor
(1933. 11. 14.)

ELSHOLTZ László
(1933. 11. 18.)

A 133. évfolyam lektorai voltak

Ádám Antal, B. Árgyelán Gizella, Báldi Tamás, Bilik István, Bohnné Havas Margit, Budai Tamás, Csontos László, Demény Attila, Dezső Zoltán, Dudich Endre, Dunkl István, Embey Isztin Antal, Főzy István, Fügedi Ubul, Galácz András, Haas János, Hámor Géza, Hámos Gábor, Harangi Szabolcs, Hír János, Horváth Erzsébet, Horváth István, Jámbor Áron, Juhász Györgyi, Kázmér Miklós, Kercsmár Zsolt, Kollányi Katalin, Koroknai Balázs, Krolopp Endre, Less György, Magyari Árpád, Mészáros Lukács, Mindszenty Andrea, Müller Pál, Nagy Eszter, Nagymarosy András, Pálfy József, Piros Olga, Radócz Gyula, Raucsik Béla, Szabó Csaba, Szabó Imre, Szabó János, Szendrei Géza, Szente István, Szöőr Gyula, Sztanó Orsolya, Török Kálmán, Viczián István, Vörös Attila, Weiszburg Tamás

Helyreigazítás

A Földtani Közlöny 133/3. számában BARABÁS et al.: A Nézsa községben mért beltéri radonanomália eredetének geokémiai vizsgálata és lehetséges földtani vonatkozásai c. cikk 348. oldalon szereplő 2. ábra ábramagyarázatának végéről ki-maradt a „BENKŐ & FODOR 2002 nyomán" hivatkozás. Így az irodalomjegyzékben sem szerepelt a vonatkozó irodalom: BENKŐ K. & FODOR L. 2002: Csővár környékének szerkezetföldtana. (Structural geology near Csővár, Hungary.) — Földtani Közlöny 132/2, 223–246. A hiányosságot a különlenyomatokon pótoltuk, ezúton kérjük az olvasók és az érintett szerzők elnézését.

BARABÁS Ambrus

Földtani Közlöny 133/4, 597–598 (2003) Budapest

Hírek, ismertetések

TÁJÉKOZTATÓ

Tájékoztatjuk a Tisztelt Tagtársainkat, hogy az Elnökség állásfoglalása szerint a 2004. évtől a „Jubiláló tagtársaink" rovatban nem az életkor, hanem a társulati tagság időtartama szerint történik az érintettek köszöntése.

a szerkesztők

SZEMÉLYI HÍREK

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem aranydiplomáját kapta az ötven évvel ezelőtt végzett ALFÖLDI László és BÁRDOSSY György tiszteleti tagunk, Bárdossy Györgyné LIESZKOVSZKY Zsuzsa, KECSKEMÉTI Tibor tiszteleti tagunk és Kecskemétiné KÖRMENDY Anna, Márton Gyula. A kitüntetést KLINGHAMMER István, az ELTE rektora adta át 2003. október 30-án az egyetemi tanács ülésén. Mindannyiuknak szeretettel gratulálunk.

* * *

KAZÁR Emese Miocén fogascet-leletek (Cetacea: Odontoceti) a Kárpát-medencében c. doktori értekezését 2003. június 3-án védte meg az Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszékén.

* * *

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakán 2003-ban végzett hallgatók:

BENCSIK Imre
BENKÓ Zsolt
BÍRÓ István
CZUPPON György
DERVADERICS Mária Boriska
FEKETE Judit
FÜRI Judit
GAZDA Attila
GMÉLING Katalin
HEFNER Zsolt
KELE Sándor
KERESZTURI Ákos
KOCSIS László
KOVÁCS István
KUBINYI Zoltán
MELEGH Csongor
ŐSI Attila
SASVÁRI Ágoston
SIKLÓSY Zoltán
SIMON Hajnalka
SIMON Szilvia
STEFÁN József
SZERI Balázs
SZOLGAY Zsuzsanna
TÓTH István
VÁCZI Tamás
VARGA Zsuzsa
ZAJACZ Zoltán

A Miskolci Egyetem műszaki földtudományi szakán 2003-ban végzett hallgatók:

Geológusmérnöki szakirány
JACSÓ Zoltán
KIRÁLY Edit Zsuzsanna
NAGY Sándor
TUCSI Andrea

Geofizikusmérnöki szakirány
BALOGH Krisztina
DEBRECZENI Márta
ERDÉLYI Barna
GYENES Gáborné (NAGY Szilvia)
KAMRÁS Ádám
KOVÁCS Ivett
POTÓ Georgina
RIGLER Balázs
RÓCZEI Zsolt

Hidrogeológiai-mérnökgeológiai szakirány
BALABÁS Beáta
FÖLDESI Katalin
JÁVOR Csaba
KARSAI Melinda
PECSENYE Éva
RONYECZ Mónika Magdolna

* * *

A békéscsabai Vásárhelyi Pál Műszaki Szakközépiskolában (5600 Békéscsaba, Deák utca 6.) 2003-ban végzett az első geológus technikus évfolyam. A geológus és geofizikus szakirányhoz tartozó tantárgyakat LISZTES Tibor (földtani tudományok és informatika), valamint MÉHI Gabriella (földtani tudományok) tanítja. Mindketten Miskolcon végeztek.

Az első évfolyam tanulmányait 1998-ban kezdte. A 2003-ban végzett osztály tagjai közül

hárman a szolnoki olajvállalatnál kaptak állást. Négyen az Eötvös Loránd Tudományegyetem geológusszakának elsőéves hallgatói.

Elhunyt tagtársaink

POHL Károly
FAZEKAS Via
WÉBER Béla
KEDVES Miklós
ÁDÁM Oszkár
NAGY István (volt MÁFI paleontológus)
Emlékünkben és munkáikban tovább élnek.

KÖNYVISMERTETÉS

A könyvkritikai rovat frissebbé tétele érdekében a fenti cím alatt ismertetést közlünk a frissen megjelent könyvekről Ugyanakkor beküldött könyvek esetében azok bibliográfiai adatait, árát, valamint a megrendelés/árusítás címét is közöljük a következő számban. A könyvkritikák lehetőleg negyedéven belül megjelennek. A tartalomismertetéssel szemben előnyben részesítjük a könyvet kritikailag tárgyaló tanulmányokat.

Kérjük, a recenziós páldányokat a következő címre küldjék: KÁZMÉR Miklós, ELTE Őslénytani Tanszék, 1518 Budapest, Pf. 120.

FŐZY István (2003): A Kárpát-medence dinoszauruszai – p. 176, Focus Kiadó, Budapest

2003. év végén könyvesboltokba kerül a nagyalakú (230×330 mm-es), keménytáblás, védőborítóval ellátott, gazdagon illusztrált, négyszínnyomásos könyv, amely egy korábbi munka [Főzy I. (2000): Báró Nopcsa Ferenc és a Kárpát-medence dinoszauruszai – AlfadatPress, Tatabánya] erősen átdolgozott, új kiadásának tekinthető.

A könyv első fele NOPCSA bárónak, a kalandos életű tudósnak és közéleti szereplőnek állít emléket. Önálló fejezetek szólnak a báró gyermekkoráról, az örökké utazó NOPCSA tudományos eredményeiről, albániai műkö-déséről. A földtan, őslénytan és néprajz területén tett megfigyeléseiről, a Földtani Intézet igazgatójaként végzett munkájáról, s végezetül különös haláláról. Az illusztrációs anyag legértékesebb képei azok a felvételek, amelyeket maga a báró készített a Balkánt járva, közel 100 évvel ezelőtt, a Kodak 1-es sorszámú zsebkamerájával.

A könyv második fele földtörténeti időrendben mutatja be a Kárpát-medence legfontosabb őshüllő leleteit. Külön fejezetek szólnak a triász, a jura és a kréta reptiliákról. A legfontosabb leletek és lelőhelyek mellett szó esik a felfedezőkről és a maradványok tudományos feldolgozását végző kutatókról is. Az őshüllőkre vonatkozó korai rekonstrukciók és feltételezések mellett megtaláljuk a legújabb tudományos eredményeket is.

A könyv – többek között – ismerteti a Bihar-hegységi triász és kréta időszaki őshüllőket, a veszprémi kavicsfogú álteknőst, a mecseki jurából előkerült Komlosaurust, s természetesen részletesen szól NOPCSA őshüllőiről, amelyeket Erdély déli részéről, a Hátszegi-medence felső-kréta rétegeiből ismerünk. Külön fejezetek foglalkoznak a kacsacsőrű Telmatosaurusszal, a páncélos Struthiosaurusszal, a *Magyarosaurus dacus*nak elkeresztelt Sauropodával, a valiorai krokodillal, s a Kallokibotium bajazidi teknőssel, amelyet a báró saját albán titkára (Elmas Doda BAJAZID) után nevezett el. A szerző röviden szól a közelmúlt nagyszerű felfedezéseiről is, amelyek során előkerültek az első dinoszauruszcsontok a mai Magyarország területéről, a Bakony-hegységből.

A számos régi és új tudományos eredményt bemutató munkát bőséges irodalomjegyzék és mutató egészíti ki. A könyv végén található „dinoszaurusz lexikon" elsősorban a legfiatalabb olvasóknak szól.

A gazdag illusztrációs anyag eredeti, a könyv számára készített terepi felvételeket, tárgyfotókat, rekonstrukciós rajzokat és térképeket, valamint reprodukciókat is tartalmaz. A könyvben a nagyméretű, albumszerű megjelenésnek köszönhetően sok lelet – köztük, pl. a Telmatosaurus mintegy 40 cm-es koponyája – eredeti méretében látható.

Egy könyv a kalandos életű NOPCSA báróról és a Kárpát-medence őshüllőiről. Egy könyv a magyar dinoszauruszokról. A szerző és a kiadó szándéka szerint: nem csak a dinoszauruszrajongóknak.

Kapható a nagyobb kereskedésekben és megvásárolható a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában is.

CSÁSZÁR Géza

Földtani Közlöny 133/4, 599–613 (2002) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 2002. évi rendezvényein a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi rendezvények

Március 20. ***a Magyarhoni Földtani Társulat 149. rendes közgyűlése***

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Elnöki megnyitó
DUDICH ENDRE: Megemlékezés DR. CSÍKY GÁBOR tiszteleti tagunkról
60 és 50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelek átadása: 60 éve társulati tag NEMECZ ERNŐ, 50 éve társulati tag DEÁK MARGIT, JÁMBOR ÁRON, MÁNDY TAMÁS, MARCZIS JÓZSEF, SOMLAI FERENC
ÁRKAI PÉTER: KRIVÁN PÁL Alapítványi Emlékérem Bíráló Bizottságának jelentése
PÜSPÖKI ZOLTÁN: SEMSEY ANDOR Ifjúsági Emlékérem Bíráló Bizottságának jelentése: (FALUS, GY., SZABÓ, CS., VASELLI, O.: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry
CSÁSZÁR GÉZA: Főtitkári – közhasznúsági jelentés
ERDÉLYI GÁBORNÉ: Az Ellenőrző Bizottság jelentése
SOMFAI ATTILA: A Gazdasági Bizottság jelentése
BÉRCZI ISTVÁN: A Magyar Földtanért Alapítvány éves jelentése
SZABÓ CSABA: Az MFT Ifjúsági Alapítványa éves jelentése
Résztvevők száma: 75 fő

Március 22–23. ***Ifjú Szakemberek Ankétja, geológus- geofizikus***

Március 22.

Megnyitó
BALI E., SZAKÁL J. A.: Szulfid–szulfát zárványok klinopiroxén megakristályokban: szételegyedés vagy metaszomatózis? (elméleti)
HARGITAI G.: Első beérkezés detektálás és a mederfenék fizikai paramétereinek becslése egycsatornás (ultra-nagy felbontású) szeizmikus szelvényekből (gyakorlati)
BURJÁN ZS.: Biológiai, fizikai és kémiai folyamatok szerepe a radonanomália kialakulásában egy hazai példán (gyakorlati)
TILDY P.: Mérnök-szeizmológiai térképezés (elméleti)
BURIÁN SZ.: A berédi márgák *Pycnodonte giganticás* szintjének paleoökológiai vizsgálata (elméleti)
TÖRÖK I.: VESZ, MT és tranziens adatok 1.5-D együttes inverziója (gyakorlati)
ZSUFFA D.: Hotspotok időfejlődésének vizsgálata köpenyáramlások numerikus modellezésével (elméleti)
KIS Á., HORVÁTH SZ.: A Gerjen–Dombori távlati vízbázis területén végzett geofizikai mérések eredményei és hidrogeológiai felhasználásuk
KERÉK N.: Ökogeológiai vizsgálatok a Bugaci mintaterületen (elméleti)
LEMBERKOVICS V., BÁRÁNY Á., ZAHUCZKI P.: Hatékony 3D szeizmikus eljárások a pannon gáztelepek kutatásában (gyakorlati)
HUNYADFALVI Z.: Törmelékes üledékes sorozatok szöveti, szerkezeti jegyeinek, valamint ciklustermészetének vizsgálata CT alkalmazásával (elméleti)
ÉNEKES G.: Grönlandon végzett jégszelvényezés légi radarméréssel (gyakorlati)
FALUS GY.: Paleoszeizmicitás a Pannon-medencében: felsőköpeny zárványok, mint ősi földrengések hírmondói (elméleti)
SZACSURI G., PETERCSÁK B.: Próbaszivattyúzás segítségével történő szivárgási tényező meghatározási módszerek összehasonlítása (gyakorlati)
SZABÓ N. P.: A genetikus algoritmuson alapuló karotázs inverziós algoritmusok összehasonlítása (elméleti)
KOVÁCS J. SZ.: Árapályövi viharüledékek az Erdélyi-medence késő-eocénjében Kolozsvár környékén (elméleti)
NEDUCZA B.: Védett barlangok kutatása felszíni geofizikai módszerekkel (gyakorlati)
BARACZA M. K.: Szigetelő réteg szakadási helyeinek kimutatása geoelektromos modellvizsgálatok segítségével (elméleti)

Poszter

BÁLINT A. ZS., HORVÁTH R., GÁL Á.: A Kakukk-hegyről (Hargita-hegység, Erdély) származó kristályok morfológiai és fluidzárvány vizsgálata
BARABÁS A.: Beltéri radonanomália geokémiai-földtani eredetének vizsgálata (Nógrád megye)
CSABAFI R.: Neotektonika és a földrengések kapcsolata a Rába-vonal környezetében
KERNER J.: Magyarországi fosszilis Anourosoricini cickányok paleoautökológiai vizsgálata
KOVÁCS P.: A magnetoszféra vizsgálata multifraktál modell segítségével
LORBERER Á. F.: Apostag távlati parti szűrésű vízbázis diagnosztikája
LORBERER Á. F.: Háromdimenziós hidrogeológiai modellezés peremfeltételeinek érthető és rekonstruálható bemutatási lehetőségei
NÉDLI ZS.: A Villányi-hegység késő-kréta alkáli bazalt vulkanizmusa

Március 23.

NYÁRI ZS.: 3D 2D-ben (elméleti)
KOVÁCS A.: Az Audia Formáció nehézásványtani vizsgálata Ozsdolán és a Kászon völgyében (Keleti-Kárpátok flis zóna) (elméleti)
HEILIG B., CSONTOS A.: Geomágneses pulzációk polarizációs analízise (gyakorlati)
CSONTOS A., HEILIG B.: A mágneses mérést befolyásoló effektusok (gyakorlati)
KOVÁCS I., NÉDLI ZS., KÓTHAY K., BALI E., ZAJACZ Z.: Kvarc és földpát xenokristályok vizsgálata bazaltos kőzetekben (elméleti)
WINDHOFFER G., BADA G.: Fúrólyukfal kirepedések alapján meghatározott térben markánsan változó feszültség irányok lehetséges magyarázata a Pannon-medencében (elméleti)
NÉMETH N.: Kalapos gombák, mint geobotanikai indikátorok felhasználása a földtani térképezés során (gyakorlati)
SOMODY A.: Ellenőrzőrendszerek hatékonyságának vizsgálata a recski ércbányászat területén (gyakorlati)
AZBEJ T.: Ocellumok komplex geokémiai elemzése: karbonátos-szilikátos olvadékszételegyedés nyomai felső-kréta lamprofírokban (elméleti)
SULE B.: A köpenykonvekció felszálló oszlopainak numerikus modellezése (elméleti)
SZABÓ A.: Homok-bentonit keverékből épített szigetelőrétegek vízzárósága a gyakorlatban (gyakorlati)
DARAGÓ A.: Az általánosított reciprok módszer mélység-meghatározásának javítása (elméleti)
BENEDEK K.: A Zalai-medencében harántolt paleogén magmás képződmények petrogenetikai vizsgálata (elméleti)
MERÉNYI L.: Korszerű mágneses adatgyűjtő rendszer fejlesztése (gyakorlati)

Augusztus 22–23. ***HUNGEO***

Plenáris előadások

MESKÓ A.: A Magyarország és a Kárpát-medence környezeti gondjai
MÉSZÁROS E.: Hazai levegőkörnyezet európai távlatokban
KLINGHAMMER I.: A földrajzi szemléltetés korai története – Iskolai térképek, atlaszok, föld- és éggömbök az egykori magyar iskolákban.
JURGEN S.: Bohrlochgeophysik bei der Wassererkundung – wohin geht die Reise? (Fúrólyuk-geofizika a vízkutatásban – merre vezet az út?)
HEVESI A.: Hol van Kelet és Nyugat határa?
HORVÁTH A.: A katonai szempontok hatása a magyar közlekedéspolitikára két világháború között
KÁRPÁTI L.: Vasfüggöny helyén Nemzeti Park
MAKKAI G.: A másodlagos tájformáló elemek szerepe az Erdélyi-mezőség tájökológiai egyensúlyában
RYBACH L., BUCHER B.: Légi és terepi radiometrikus mérések összehasonlítása
VEKERDY Z., KARDEVÁN P., RÓTH L., JORDÁN GY., LÁSZLÓ F.: Hiperspektrális kísérleti mérések Magyarországon
KASZAB I.: A geotermikus energiahasznosítás geokörnyezeti következményei
TÖRÖK ZS.: A térkép szerepe a regionális környezet- és természetvédelemben: a Tápió-vidék kartográfiai kommunikációjának térképszerkesztési tapasztalatai
NEMERKÉNYI ZS.: Magyar László szerepe a 19. századi Afrika-kutatásban

Geofizika

NYÁRI ZS., TILDY P.: Sérülékeny ivóvízbázisok földtani jellemzése geofizikai mérések alapján
GRUBER, W., SCHMID, CH.: Hochauflösende Reflexionsseismik – ein Instrument für die Tiefengrundwasserprospektion (Nagyfelbontású reflexiós szeizmika – eszköz a mélytalajvíz kutatásához)
NEDUCZA B., PATTANTYÚS-Á. M.: Védett barlangok kutatása modern geofizikai módszerekkel
CSAPÓ G., VÖLGYESY L.: A nehézségi erő vertikális gradiensének meghatározása és megbízhatósági vizsgálata kísérleti mérések alapján.
MERÉNYI L.: Számítógépes geofizikai adatgyűjtő rendszerek fejlesztése

ÁDÁM A.: Elektromos vezetőképesség anomália, a tektonika és a földrengések kapcsolata ÉNy-Dunántúlon
VARGA G.: A Rába–Hurbanovo vonal magnetotellurikus képe
POGÁNY A.: Gondolatok a földrengések tudományos előrejelzési lehetőségeiről

Poszter

BAJKAY P.: Pannóniai korú vető mozgások elemzése egy dél-alföldi mintaterületen a szeizmikus tömb segítségével

Földrajztudomány

SIK A.: Kozmikus környezetünk földrajza
MOLNÁR J., SISKÁNÉ SZILASI B.: Társadalom-földrajzi vizsgálatok a magyar-osztrák határvidék sopron–hansági régiójában
PÁL Á.: Társadalmi-gazdasági fejlesztések, együttműködési lehetőségek a dél-alföldi aszimmetrikus határtérségekben
RÉTVÁRI L.: Természeti erőforrás-hasznosítás és környezetvédelem Nyugat-Magyarországon
DUJMOVICS F., NAGY I.: Környezetvédelmi problémák regionális sajátosságai a Vajdaságban
BENEDEK J.: Társadalmi-területi kockázatok Romániában
SISKÁNÉ SZILASI B.: A foglalkoztatottság és a munkanélküliség alakulása a Borsodi Bánya-vidék egy településcsoportjának példáján (1985–2001)
DÁVID L.: Ökotúra útvonalak kiépítése északi-középhegységi kőbányaterületeken
VOFKORI L.: Erdély turisztikai földrajza és vonzerőleltára
GÉCZI R., BÓDIS K.: Verespatak környezetének geoökológiai funkciói
TÖVISSI J.: A Felső-Olt vidékének környezetvédelmi kérdéseiről
IMECS Z., JANCSIK P.: Cholnoky Jenő hagyatéka a kolozsvári egyetemen

Geológia

KISS J., ZELENKA T.: Feltételezett vulkáni központok kimutatása komplex geofizikai és földtani vizsgálatok alapján tokaji-hegységi példákon
SZAKÁCS S.: A Dési Tufa petrológiája
MOLNÁR B., BOTZ R., DINKA M.: A karbonátüledék összetétele és keletkezése a Fertő-tó magyarországi részén
HADNAGY Á.: Pecsétszegi recens torlatásványok
GERALD M.: Karstwasservorkommen und Karstwasserschutz in Oberösterreich (Karsztvíz előfordulások és karsztvízvédelem Felső-Ausztriában.)
JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: A geológiai felépítés karsztvízföldtani szerepe a Dunántúli-középhegységi zóna DNy-i részén
OLÁH I.: A geotermális energia felhasználásának perspektívái Bihar megyében
BURJÁN ZS., BARABÁS A., GÁLNÉ SÓLYMOS K., NAGY B.-NÉ., MOLNÁR ZS., BÓDIZS D., SZABÓ CS.: Magas beltéri radonszint geokémiai hátterének vizsgálata: magyarországi esettanulmányok

Poszter

MÁTYÁSI L., MÁTYÁSI S.: A Pádisi eltemetett paleoexokarszt (Erdélyi-szigethegység)
MÁTYÁSI L., MÁTYÁSI S.: Újabb kovásodott famaradványok a perm-szkíta határon az Erdélyi-szigethegységből
DÁVID Á.: A hetvehelyi abráziós térszín paleoichnológiája
GÖTZ E.: In memoriam Born Ignác

Meteorológia

MÁTYÁS CS.: Klimatológia és erdészet: párhuzamok és kölcsönhatások
VARGA Z., VARGA-HASZONITS Z.: Az éghajlat szerepe a gazdasági növények életében
TŐKEI L.: A növényi nedváramlás-mérés alkalmazása a kertészeti kutatásban
STOLLÁR A., SZALAI S.: Az informatika alkalmazása az agrometeorológiában
BARTHOLY J.: A megújuló energiaforrások hasznosítási lehetőségeinek áttekintése
SUMEGHY Z., UNGER J.: Szeged hőmérsékleti keresztmetszetének szerkezete és időbeli (éjszakai) dinamikája
LAKATOS M., MATYASOVSZKY I.: Éghajlati idősorok extrémumainak elemzése
WANTUCHNÉ DOBI I.: Éghajlati információk szolgáltatása

Poszter

SÁNDOR V.: Speciális felhasználói igények kiszolgálása az időjárás előrejelzés területén
BONTA I.: A meteorológiai előrejelzések beválása
WANTUCH F.: Különböző szélsőséges időjárási események fellépésének időbeli felismerése, előrejelezhetősége
LENNART-RÜDIGER SCHMEISS: Immissionseinflüsse auf die Schneedecke (Az immisszió hatása a hótakaróra)
BARANKA GY.: A troposzférikus ózon előrejelzése városi környezetben
MAKRA L.: Légszennyezettség vizsgálatok a délalföldi régióban

Kartográfia, földmérés, térinformatika

KIS PAPP L.: Térinformatikai rendszerek geometriai és attribútum adatainak meghatározási módszerei

SÜMEGHY Z.: A térinformatikával támogatott kartográfiai kutatási módszer előnyei az etnikai földrajzi kérdések vizsgálatában
SZENDRŐ D.: A földügyi térinformatika helyzete Magyarországon
HARGITAI H., KERESZTURI Á.: Bolygófelszínek morfológiai, földrajzi, földtani térképei és azok egységes magyar nevezéktani rendszere létrehozásának szükségességéről
JANKÓ A.: Az I. katonai felmérés levezetett méretarányú térképei
HEGEDÜS Á.: Petőfi-térkép
KOVÁCS L., JAKAB S.: Számítógépes adatbázis és térkép közti kapcsolat létrehozása
JOSÉ JESÚS REYES NUÑEZ: Térképészeti alapismeretek oktatása a magyar és portugál általános iskolákban

Oktatás, módszertan
SZARKA L., BENCZE P., WESZTERGOM V., DUDICH E., CSERNY T.: Az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetbe kihelyezett Földtudományi Intézet múltja, jelene és jövője
LAKOTÁR K.: Geológiai ismeretek az általános és a középiskolai földrajzoktatásban
NÉMETH É.: A multimédia szerepe a természet- és környezetföldrajz oktatásában
SOÓS L.: Értékelés a romániai földrajztanításban
FARKAS ZS.: A Cartographia Kft. új atlaszai és CD-romjai.
CSÁSZÁR ZS.: Területfejlesztés – humánerőforrás fejlesztés - oktatásfejlesztés
H. TEMESVÁRI Á.: A környezetmérnök és a környezettudomány szakosok matematikai képzéséről

Augusztus 23.

Poszter

Geofizika
BODOKY T., FANCSIK T., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. CS., R. TÁTRAI M., POSGAY K., VARGA G., CELEBRATION 2000 Working Group: A Pannon-medence mélyszerkezetére vonatkozó elképzelések a CELEBRATION 2000 litoszféra kutatás adatai alapján
R. TÁTRAI M.: A Dunántúli-középhegység és a Kisalföld szerkezeti felépítése
HEGYMEGI CS.: Vasúti töltések vizsgálata földradar módszerrel
ZILAHI-SEBESS L., LENDVAY P.: A formációk környezeti érzékenységének becslése mélyfúrás-geofizikai szekvencia sztratigráfia alapján

Földrajztudomány
GRIBOVSZKI Z., KALICZ P., KUCSARA M.: Erdősült felső vízgyűjtők vízhozamának változása
HEGEDŰS A.: Az Ózd–Pétervásárai-dombság felszínalaktani térképezése
KOBOLKA I., KOVÁCSICS F.: Bűnügyi földrajz / Migrációs földrajz
PÁNDI G., VIGH M.: A Gyilkos-tó hordalékkúpja
REMETEY-FÜLÖPP G.: Az EU térinformatikai infrastruktúra irányelvek kidolgozása
ZÁHORSZKI A.: A Bükk-fennsík Nagy-mezőtől nyugatra eső részének felszínalaktani térképezése

Geológia
FOLDESSY J., SERESNÉ HARTAI É.: A „selmeci aranygyűjtemény" története
FODOR R.: Makrobioeróziós nyomok lutetiai korú korallokon (Bajót, Korall-árok)
KÉMÉNCZY R.: Harmadidőszaki vulkanizmus Vajdaság területén (Szerbia) mélyfúrási adatok alapján
KOVÁCS-PÁLFFY P., BAJKAY P., SZABÓ CS., FOLDVÁRI M., GÁLNÉ SÓLYMOS K. , RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., BARÁTHNÉ SINYEY K.: A mecseki gránitos kőzetek karbonátos repedéskitöltéseinek ásványtani és geokémiai vizsgálata
KÓDÖBÖCZ-GERZSENYI I.: Kárpátalja hévízkútjai
KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PÜSPÖKI Z., PATAKI A.: Bentonittelepes szarmata rétegsor Sajóbábonyban (É-Magyarország)

Meteorológia
THUMA A., RIMÓCZINÉ PAÁL A.: Operatív termésbecslési eljárás az Országos Meteorológiai Szolgálatnál
JUNG A., TŐKEI L.: Különböző mák állományok állományklímájának összehasonlítása fenometriai jellemzők tükrében
RADICS K., BARTHOLY J.: Magyarországi szélpotenciálok becslése, modellezése
BARTHOLY J., PONGRÁCZ R., MOLNÁR ZS.: A Kárpát-medence 16–20. század közötti extrém meteorológiai eseményeinek elemzése történeti és mért idősorok alapján
BARTHOLY J., PONGRÁCZ R., DEZSŐ ZS., BARCZA Z.: A nagyvárosok klímamódosító hatásának elemzése Magyarországon újgenerációs finomfelbontású műholdképek felhasználásával
KÓSA E., IMECS Z., BÁLINT G., MIKA J.: A csapadék éves menetének alakulása az Alpok és a Kárpátok térségében a melegedési tendencia és az El-Nino epizódok tükrében
JANKÓ SZÉP I., MIKA J.: A szélsőséges víz-ellátottsági állapotok alakulása a 20. században Magyarországon a globális éghajlati tendenciákkal összefüggésbe

Kartográfia, földmérés, térinformatika

VEREBINÉ FEHÉR K.: Térképek a természet- és környezetvédelem szolgálatában
KOVÁCS B.: A GPS alkalmazása az oktatásban

Június 27–29. *„Hegységek és előtereik földtani kutatása" Vándorgyűlés Bodajkon*

BREZSNYÁNSZKY K.: Megnyitó
CSILLAG G., JORDÁN GY.: A Káli-medence geomorfológiai vizsgálata DTM-analízissel és „hagyományos módszerrel"
JUHÁSZ GY. et al.: Alföld, negyedidőszak
SZTANÓ O., SELMECZI I., KROLOPP E., CSILLAG G., BUDAI T.: Folyóvízi üledékciklusok az oroszlányi Dobai-külfejtés pleisztocénjében
CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTŐNÉ SZENTAI M.: A Vértes délkeleti előterének késő-miocén–negyedidőszaki képződményei
KRÉZSEK CS.: A felső-badeni–pannóniai üledékesedés kifejlődése Kelet-Erdélyben
DÁVID Á.: Makrobioeróziós nyomok egri korú puhatestűek mészvázain – összehasonlítás (Bükk hegység, Eger, Wind-féle téglagyár)
MÁRTON E., FODOR L.: Harmadidőszaki forgások és töréses szerkezetek a Dunántúli-középhegységben
PEREGI ZS., KORPÁS L.: Felső-kréta forráskúp a Vértes hegységben
KÁZMÉR M.: Az Alpok és a Kárpátok eocén ősföldrajza és a Dunántúli-középhegység kétfázisú eocén süllyedéstörténetének lemeztektonikai vonatkozásai
KERCSMÁR ZS.: Középső-eocén szinszediment tektonika a Tatabányai-medence peremén
OZSVÁRT P.: Eocén mélytengeri környezetek foraminifera ökológiája a Dunántúli-középhegységben
PÁLFALVI S., KERCSMÁR ZS.: Eocén sekélytengeri környezetek karbonátos mikrofáciesei a Vértesben
MONOSTORI M.: Eocén környezetek a Vértes előterében ostracodák alapján
SÁSDI L.: A Pilis karsztfejlődése
JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GÁL N., DUDÁS I., MURÁTI J.: Hidrogeológiai vizsgálatok a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén
CSÁSZÁR G.: Középső-kréta fáciestalálkozó a Vértes hegységben
VELLEDITS F., J. BLAU: Egy egzotikus mészkőolisztolit a Bükk-hegység északi részéről.
PELIKÁN P., PIROS O., ORAVECZNÉ SCHEFFER A.: A Budaörsi Dolomit kora dasycladaceák és foraminiferák alapján
HAAS J., DEMÉNY A.: A Dachsteini platform korai diagenetikus dolomitosodása az epöli kőfejtő szelvényének vizsgálata alapján
VÖRÖS A.: A Vértes DK-i pereme: sarokpont a Dunántúli-középhegység kora-mezozoos fejlődéstörténetében

Poszter

BORÖCZKY T., MINDSZENTY A., RÁKOSI L., GÁLNÉ SÓLYMOS K., VARGA G., WEISZBURG T.: Diagenetikusan hematitosodott Dacrydioxylon lelet az óbaroki bauxitból
FODOR R.: Makrobioeróziós nyomok lutetiai korallokon (Pusztavám, Farkas-hegy)
MINDSZENTY A., FODOR L.: A gánti bauxit felhalmozódásának tektono-szedimentológiai értelmezése
FODOR L., CSILLAG G., RÓTH L., PEREGI ZS., SELMECZI I.: Szerkezetalakulás, üledékképződés, felszínfejlődés a késő-miocén–negyedidőszakban a Vértesben és délkeleti előterében
KONRÁD GY., SEBE K.: A Nyugati-Mecsek és déli előterének kainozoos fejlődéstörténete az újabb geomorfológiai és földtani kutatások alapján
PÁLFY J., VÖRÖS A., . R. R. PARRISH: Balaton-felvidéki középső-triász integrált ammonitesz biosztratigráfia és U-Pb geokronológia

Terepi „előadás":

CSÁSZÁR G.: Jura képződmények a Vértes hegységben és környezetében
BUDAI T., CSILLAG G., PEREGI ZS.: A Vértes és tágabb környezetének ősföldrajzi kapcsolatai a középső–késő-triász során
FODOR L.: A szerkezetfejlődés fő vonásai a Vértesben
Résztvevők száma: 50 fő

Június 5–8. *Az IUGS Triász Albizottsága és az IGCP–467 program terepi konferenciája*

A konferencia részletes ismertetését a Földtani Közlöny 132/3–4. füzete tartalmazza.

Agyagásványtani Szakosztály

Január 14. *Előadóülés*
Az Ásványtan–Geokémiai Szakosztállyal együtt

DÓDONY I., NÉMETH T., KOVÁCS KIS V.: A szmektit tridimit/cristobalit társulás kristálykémiai vizsgálata a kloropálban.
FÜGEDI P. U.: A recski bánya vízkőkiválásai.
VICZIÁN I.: Beszámoló a Török Agyagásványtani Társaság 2001. évi konferenciájáról.
Résztvevők száma: 18

Szeptember 19–21. ***VII. Nemzetközi Alginit Szimpózium***

Az Alginit Alapítvány, a SZIKK Ércmentes nyersanyagok szekciója Lučenec és a Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani Szakosztálya közreműködésével. Salgótarján–Losonc

Szeptember 19.

TÓTH CS. : Megnyitó
ANDA A.: Az alginit és perlit különbözo arányú keverékeinek üvegházi vizsgálata tozeggel dúsított homoktalajon
BUBLINEC, E., GREGOR J., MACHAVA J.: Kemizmus és a nehézfémek szerepe az alginittel ápolt talajban
VASS, D., BUBLINEC E., HALÁS L., BELÁČEK B., GREGOR J.: Mezei kisparcellákon való alginit kísérletek eredményeinek rövid áttekintése
SOLTI G.: Alginit kutatási és fejlesztési eredmények az elmúlt 3 évben
PÁPAY L.: A dunántúli alginitek kéntartalma
HETÉNYI M.: Alginit az alapkutatásban
Belácek, B.: Alginit felhasználása az erdogazdaságban
KONC J.: Az alginit felhasználásának tapasztalatai egy családi biogazdaságban
MÉSZÁROS GY.-NÉ: Egy háziasszony tapasztalatai az alginit alkalmazásáról
ÁGH P.: Magyarországi talajjavító anyagok összehasonlítása, különös tekintettel az alginitre
ZUBEREC, J.: Szlovákia ökológiai nyersanyagai
SOLTI G.: Az alginit és más földtani képződmények alkalmazása az ökogazdálkodásban
MOLNÁR, A.: A Pinciná alginit lelőhely térségében végzett eddigi tevékenységek ismertetése
KÁROLY F., KNOLL J.: A pulai alginit kitermelés, forgalmazás és mezogazdasági felhasználás tapasztalatai

Poszter

ZSADÁNYI É.: Szemelvények a magyarországi alginit kutatás történetébol
KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., VASS, D.: Dél-szlovákiai késő-miocén maarok formációja paleokörnyezeti kondíciók rekonstrukciója folyamán
PUCHNEROVÁ, M., LANC, J.: Dél-szlovákiai maar szerkezetek geofizikai kutatásának eredményei

Szeptember 20.

PRAKFALVI P.: Lehet-e maar típusú vulkanizmus a nógrádi bazaltterületen?
NÉMETH K., MARTIN, U.: Piroklasztik és áthalmozott vulkanoklasztik üledékek lepusztult Nyugat-magyarországi tufagyurukbol
KONEČNÝ, V., Kubes, P., ELEČKO, M.: Cerova hegységi magasföld keleti rész Pliocén-pleisztocén maarjainak geológiai geofizikai kutatása
VASS D., KONEČNÝ, V.: A Cerová-hegység és a Losonci-katlan földtana
PUCHNEROVÁ, M., LANC, J.: Néhány észrevétel a Dél-szlovákiai medencében eloforduló maar szerkezetek üledék kitöltésének geofizikai-geológiai kutatásához
VOLKER, L.: Germany Maar-diatréma vulkánok szin-és poszteruptív folyamatai, valamint kapcsolataik poszt-eruptív maar kráter üledékek felhalmozódásával
DRTIL, M., HUTNAN, M.: Alginit és a víz kapcsolata
GOTH, K., SUHR, P.: Maar tavak alga-domináns üledékei
VICZIÁN I.: Magyarországi hegy-és dombvidéki területeket borító finomszemcsés negyedidőszaki üledékek ásványtani összetétele

Szakmai kirándulások

Szeptember 20.

Jelsovec (Jelsőc) – maar tufagyűrű, diatomitbánya
Pinciná (Pinc) – maar tufagyűrű, alginit lelőhely

Szeptember 20.

Camovce (Csoma) – bazaltbánya, miocén homokra települt bazaltláva
Hajnácka (Ajnácskő) – diatréma, vár

November 11. ***Előadóülés***
Az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal közösen

A szakosztályelnökök rövid köszöntője ÁRKAI Péter tiszteletére
VICZIÁN I.: Új, magyar vonatkozású nemzetközi ásványtani fogalom: az *Árkai-index*
DOBOSI G., EMBEY-ISZTIN A., DOWNES, H., KEMPTON, P. : A Pannon-medence alatti alsókéreg eredete
FEHÉR B.: Clintonit, egy trioktaéderes merevcsillám a pomázi Salabasina-árokból
Az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály választási bizottságának megválasztása
Résztvevők száma: 35

Általános Földtani Szakosztály

Január 30. ***Új eredmények és gondolatok a mecseki középső- és késő-liász rétegsorhoz***

Február 6. ***IAS 21. regionális konferenciáján elhangzott magyar előadások bemutatása***

2001. szeptember 3–5. között Davosban rendezték meg az IAS 21. regionális konferenciáját. A hazai szedimentológia legújabb eredményeit

12 kolléga mutatta be. Az összefoglalók és a részletes program elolvasható, letölthető az MTA Szedimentológia Albizottsága most induló honlapjáról: www.geonardo.hu, szedi-ment.html

SZAKMÁNY GY., VARGA A., JÓZSA S., HARTYÁNI ZS., SZILÁGYI V.: Geochemistry and provenance of Upper Carboniferous siliciclastic rocks in South Hungary: Remnants from the European Variscides

VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY., HARTYÁNI ZS., SZILÁGYI V., HORVÁTH T.: Comparison of different chemical indices of weathering: A case study on Late Palaeozoic sandstones from Hungary

KERCSMÁR ZS.: Ichnofossil-record (rock-borers) and taphonomical reconstruction (nummulite accumulations) of initial Eocene sequences in the eastern margin of the Eocene Tatabánya Basin, Hungary

HABLY L.: Chance of flora and vegetation reconstruction depending on the sedimentological character of the fossiliferous layers

BORÓCZKY T., MINDSZENTY A., RÁKOSI L., WEISZBURG T.: Fossilization of plant organic matter by early diagenetic iron-oxide mineralization. The case of a Dacrydium-trunk found in the Óbarok bauxite

RAUCSIK B., VARGA A.: Eustatic and climatic controls on deposition of an Early Jurassic mixed carbonate-siliciclastic sequence from Hungary? Sedimentological and clay mineralogical study

HAAS J. : Environmental changes in an intraplatform basin, during the Triassic/Jurassic boundary interval (Transdanubian Range, Hungary)

TORÓK Á., A. E. GÖTZ, S. FEIST-BURKHARDT: Middle Triassic ramp deposits of southern Hungary: Depositional environments and palynofacies signatures

JUHÁSZ GY.: Large scale deltaic progradational and retrogradational cycles in the Late Miocene Pannonian lake

THAMÓ-BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., NÁDOR A.: Tectonic control on changes in Quaternary fluvial transport directions to the Körös sub-basin and surrounding areas, SE Hungary

Február 13. ***Előadóülés***

Közös előadóülés a Budapesti Területi Szervezettel

KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., ORAVECZ J., DÉNES GY.: Mit tudunk a Gellért-hegy földtanáról és karsztrendszeréről?

SÁSDI L.: A Budai-hegység karsztjának fejlődéstörténete

ERŐSS A., SZŐNYI J., ANGELUS B., MINDSZENTY A., TARDY J.: Epikarsztos jelenségek a Rózsadombon

Résztvevők száma: 34 fő

Február 20. ***Előadóülés***

Március 4. ***Előadóülés***

Az Általános Földtani Szakosztály és az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály közös előadóülése

DUNKL I., W. FRISCH , J. KUHLEMANN (Tübingen): A Keleti-Alpok tercier felszínfejlődése a miocén intramontán medencék geokronológiai vizsgálata alapján

DUNKL I., SZÉKELY B., CSEREPES L.: POPSHARE. egy mérési adatokból álló izoláló eljárás, software-bemutató

Résztvevők száma: 43 fő

Április 8. ***Vitafórum a Tari Dácittufa Formáció típus szelvényéről***

HÁMOR G.: A Tari Dácittufa feltárás, mint a középső riolittufa szint típus szelvénye

MÁRTONNÉ SZALAY E.: A tari fehérbánya középső tufájának paleomágnessége: az első jelzés a típus feltárás felső tufa korára

PÉCSKAY Z.: Újabb K/Ar koradatok a Tari Dácittufán

PÓKA T., ZELENKA T.: Újabb földtani-kőzettani adatok a Tari Dácittufa rétegtani helyzetéről a felszíni feltárások és a mélyfúrások alapján

HARANGI SZ., MASON, P., SIMON SZ., KOCSIS L., OLÁH I.: A tari fehérkőbánya vulkáni kőzetének geokémiai jellemzése

BALOGH K.: Miocén tufaszintek kormeghatározásának elméleti kérdései

Résztvevők száma: 39 fő

Május 26–31. ***Szerbiai terepbejárás***

A kirándulás célja a Pannon-medence DK-i peremén (Fruska Gora), ill. a Vardar zóna É-i részén a felszínen található mezozoos ofiolitkomplexumok és kapcsolódó üledékek bemutatása volt, ezek a fő tethyális bezáródási zónának hozzánk legközelebb eső részét képviselik. További cél a jadari és bükki paleozoikum és triász képződmények, valamint a dinári és az ÉK-magyarországi olisztosztrómamélange komplexumok terén végzett magyar-szerb együttműködés eredményeinek megismertetése volt. A kirándulás szakmai vezetői:

Prof. Dr. Stevan KARAMATA
Prof. Dr. Milan SUDAR
Dr. Ivan FILIPOVIĆ
Dr. KÉMÉNCZI Rózsa
Nataša GERZINA

A kirándulás útvonala: Budapest – Szeged – Beograd – Čačak – Ny-i Morava völgye, Ovcar–Kablari völgyszoros – Maljeni ofiolitkomplexum – Divcibare – Valjevo – Krupanj – Jadari újpaleozoikum és triász – Fruška Gora – Újvidék (Novi Sad) – Budapest
Résztvevők száma: 31 fő

Június 15. *Miocén vulkanitok a Dél-Börzsönyben*

Vezetők: KARÁTSON DÁVID, KORPÁS LÁSZLÓ és NÉMETH KÁROLY
Résztvevők száma: 18 fő

November 28. ***Beszámoló a Társulat májusi szerbiai tanulmányútjáról és a magyar-szerb akadémiai együttműködés eredményeiről***

KARAMATA, S., SUDAR, M.., GERZINA, N., MILOVANOVIĆ, D. : Geology of the NW part of the Vardar Zone (video bemutatóval a kirándulás során megtekintett feltárásokról)
DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, GY., PELIKÁN, P.: Olistostrome/melanges in Yugoslavia and in NE Hungary – an overview of the problems and preliminary comparison
FILIPOVIĆ, I., SUDAR, M., KARAMATA, S., PELIKÁN, P.: Palaeozoic entities of the Dinarides and of the Vardar Zone, with brief correlation to the Bükk Mts. and the Carnic Alps
FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K.: Comparison of the Variscan and Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and "Bükkium" (NE Hunga-ry) terranes; some palaeogeographic implications
Résztvevők száma: 33 fő

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Január 14. *Előadóülés*
Az Agyagásványtani Szakosztállyal közösen

Március 11. *Előadóülés*

FALUS GY., DRURY, M., SZABÓ CS.: A deformáció és a deformációs mechanizmusok geológiai jelentősége
KOVÁCS I., SZABÓ CS.: A nógrád–gömöri alkálibazaltban található kumulátumzárványok petrográfiai és geokémiai vizsgálatának eredményei.
ZAJACZ Z., SZABÓ CS.: A nógrád–gömöri kumulátumzárványokban található szulfidbeágyazódások petrogenetikai jelentősége.
BURJÁN ZS., NAGY B.-NÉ, GÁL M., SZABÓ CS.: A velencei-hegységi radonanomália eredetének geokémiai vizsgálata.
Résztvevők száma: 25

Április 15. ***Kihelyezett ünnepi szakosztályülés a Tudománytörténeti Szakosztállyal közösen***
A 200 éves Magyar Természettudományi Múzeum tiszteletére (a Magyar Természettudományi Múzeum előadótermében, a múzeum kiállítási épületében)

PAPP G.: Az MTM szerepe a Magyarhoni Földtani Társulat és a magyar ásványtan, kőzettan és geokémia történetében
EMBEY-ISZTIN A.: Mennyire homogén a földköpeny kémiai összetétele?
LELKESNÉ FELVÁRI GY.: Perm és kréta metamorfózis az algyői aljzati hátságon
SZENDREI G.: Hazánk talajtakarójának változatossága – ahogyan a mikroszkóp láttatja
PAPP G.: A magyar topografikus és leíró ásványtan története; A Kárpát-övezetből leírt ásványok története (könyvbemutató)
A szakosztályülés után a múzeumtörténeti kiállítás megtekintése
Résztvevők száma: 18

Május 13. *Előadóülés*

MOLNÁR F., WATKINSON, D. H.: A Sudbury-szerkezet hidrotermális platinafém-ércesedései
SZENTPÉTERI K., MOLNÁR F., WATKINSON, D. H.: A Worthington kvarcdiorittelér (Sudbury, Kanada) torkolati övének földtani viszonyai és ércesedése
Résztvevők száma: 14

Szeptember 23. *Előadóülés*
(a Tudománytörténeti Szakosztállyal közösen)

DOBOS I.: A száz éve született Schmidt Eligius Róbert vízföldtani tevékenysége
CSATH B.: A kútfúró kisiparosok és a Magyar Állami Földtani Intézet geológusainak kapcsolata
CORINA, I.: Ancient ceramics: thermal transformations of raw material during firing (Régi kerámiák: a nyersanyagok termikus átalakulása az égetés folyamán)
SZAKÁLL S.: A *„Minerals of the Carpathians"* c. könyv bemutatása
PAPP G.: *„A Kárpát-övezetben felfedezett ásványok, kőzetek és fosszilis gyanták története"* c. könyv bemutatása
Rövid konferencia-beszámolók: IMA 18. General Meeting, Edinburgh; KBGA 17. Kongresszus, Pozsony. Az ülés előtt és után az Ásvány-Kőzettár áttelepí-tett műemlék bútorzatú nagy kiállítótermének szabad megtekintése.
Résztvevők száma: 28

November 11. ***Előadóülés***
Az Agyagásványtani Szakosztállyal közösen

Geomatematika és Számítástechnikai Szakosztály

Február 5. ***Előadóülés***

FEDOR F.: Kiselemszámú minták statisztikai vizsgálatának egy lehetséges módja
TURAI E.: A Tau transzformációk környezetvizsgálati alkalmazási eredményei
HUNYADFALVI Z.: CT alkalmazása a törmelékes sorozatok szöveti és üledékes ciklus természetének vizsgálatában
FOLDES T.: CT– egy új lehetőség a törmelékes sorozatok genetikai és kőzetfizikai modellezésére
Résztvevők száma: 18 fő

November 20. ***Előadóülés***

KOVÁCS J.: A matematikai és számítástechnikai ismeretek helye az ELTE geológus képzésében (múlt–jelen–jövő)
KOVÁCS J., SZABÓ P., SZALAI J., VARGA GY.: Idősoros vizsgálatok (periodicitás, wavelet) a Duna–Tisza közének talajvízszintjeire
KOVÁCS J., CZÉH R., SZALAI J., VARGA GY.: A dinamikus faktoranalízis alkalmazási lehetőségei a Duna–Tisza közének talajvízszint idősoraira
KOVÁCS J., POYANMEHER Z.: Adatelemző módszerek használata a budapesti termálvizek vízminőségi adatainak vizsgálatára
Résztvevők száma: 56 fő

December 11. ***Elnökségi ülés***

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 14. ***Munkahelylátogatás***

A Szabadság téren épülő mélygarázs mélyépítési munkáinak megtekintése a tervező és kivitelező vállalat szakembereinek vezetésével
Résztvevők száma: 12 fő

Január 28. ***Előadóülés***
A Szakosztály megalakulásának 40. évfordulója alkalmából

KERTÉSZ P.: A Szakosztály múltja és jelene
KÜRTI I.: Az építőkövek Papp Ferenc munkásságában
PAÁL T.: A Budapest, III. kerületi csúszásveszélyes területek mérnökgeológiai felülvizsgálata
SCHAREK P.: A mérnökgeológiai térképezés fő módszerei és helyszínei
PUZDER T.: Szennyezett földtani közegek, felszínalatti vizek kármentesítési eljárásai és alkalmazott módszerek a hazai gyakorlatban
GÁLOS M.: A Szakosztály jövője
Résztvevők száma: 26 fő

Február 11. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 5 fő

Február 25. ***Munkahelylátogatás***

Területbejárás a Tábor-hegyi lakóparknál és környékén
Résztvevők száma: 14 fő

Március 25. ***Terepbejárás***

Nagymaros: Szamara úti felhagyott bányák rekultivációjának metekintése
Szakmai vezető: Gálos Miklós BME
Résztvevők száma: 5 fő

Április 8. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 5 fő

Április 22. ***Előadóülés***

JÓZSA G.: Az MGSz Észak-Magyarországi Területi Hivatala államigazgatási és közszolgálati feladatai
PRAKFALVI P.: Környezetföldtani tapasztalatok az észak-magyarországon készült hatástanulmányok alapján
Résztvevők száma: 11 fő

Május 13. ***Munkahelylátogatás***

Az V. kerületi Szabadság téri mélygarázs építésének megtekintése
Résztvevők száma: 16 fő

Május 27. ***Előadóülés***

SÍKHEGYI F., TISZA A., UNGER Z.: A felszín alatti vizeket és a földtani közeget károsító területhasználatok számbavétele – a negyedidőszaki képződmények számbavétele
PUZDER T.: Rövid beszámoló az „IFAT 2002 München" Környezetvédelmi, Vízügyi és Kommunális Világkiállításról
Résztvevők száma: 14 fő

Június 3. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 6 fő

Június 27. ***Munkahelylátogatás***

A Budapest XI. kerület Móricz Zsigmond körtéri mélygarázs és irodaépület alapozási és földmunkáinak megtekintése
Résztvevők száma: 16 fő

Szeptember 16. *Terepbejárás*

GRESCHIK GY., VÁSÁRHELYI B.: Cseszneki vár sziklamunkáinak megtekintése
Résztvevők száma: 8 fő

Szeptember 30. *Vezetőségi ülés*

Résztvevők száma: 6 fő

Október 10. ***Kő- és Kavicsbányászati Nap– Technológiai és minőségi kérdések a kő- és kavicsbányászatban***

Főszervező: Szilikátipari Tudományos Szakosztály, közreműködött a Környezetföldtani Szakosztály

Október 19–20. ***GEOTECHNIKA 2002 Konferencia*** Ráckeve

Főszervező: Mérnöki Kamara
Résztvevők száma: 20 fő (összlétszám mintegy 160 fő volt)

November 25. ***Agrogeológiai Nap***

KERÉK B., FÜGEDI U.: Áteresztőképesség vizsgálatok a Bugaci mintaterületen
MÜLLER T.: Agrogeológiai problémák vizsgálata a Zalakoppányi mintaterületen
KALMÁR J., FEHÉR O.: A mátrai erdőtalajok mikromorfológiai sajátosságai
KUTI L., TÓTH T.: A talajvíz jelentősége a sófelhalmozódásban a Nyírőlaposi mintaterületen
Résztvevők száma: 11 fő

December 2. ***Vezetőségi ülés***

Résztvevők száma: 8 fő

December 16. *Klubnap*
GÁLOS M., SCHAREK P.: Beszámoló az IAEG 9. kongresszusáról
Résztvevők száma: 26 fő

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

Október 28. ***Előadóülés***
Erdey Grúz Tibor Szakközépiskola

PÜSPÖKI Z., DOBOS K.: Mitől drága a drágakő?
Társszervező: Szőnyi Pál Ásványkör
Résztvevők száma: 48 fő

November 20. ***Előadóülés***
Debreceni Egyetem III. sz. előadó-terem

DOBOS K.: Az ásványvilág kaméleonjai (A karbonát ásványokról)
Társszervező: Szőnyi Pál Ásványkör
Résztvevők száma: 35 fő

November 22. ***Előadóülés, „A földtan környezeti jelentősége, közismereti lehetőségei"***
Debrecen, MTA DAB

GYURICZA GY., BEDŐ G.: A környezetföldtani térképezés elméleti és gyakorlati tapasztalatai
SZURKOS G.: Településgeológiai kutatások a Magyar Állami Földtani Intézetben
LÉNÁRT L.: Víztani értékek és védelmük helyzete
ÚJLAKY P.: A vízbázis-védelem tapasztalatai és eredményei
MCINTOSH R.: Az országos kármentesítési program és földtani vonatkozásai
BAROS Z.: Szénbányászati meddők környezetkárosító hatásai és rekultivációs lehetőségei
BEDŐ G., GYURICZA GY.: Országos Alapszelvény Program
GASZTONYI É., BAJZÁT T.: Geológiai értékek a Bükki Nemzeti Parkban
SZÓNOKY M.: Ásványok, kőzetek a kultúrtörténetben
TÓTH K., FILEP M.: A geológiai ismeretek tanításának egy lehetséges modellje
EGERESI J.: A geológia lehetőségei az általános iskolai oktatásban
SZŰCS T.: Geológiai ismeretek nyújtotta lehetőségek a földrajzórán és a középiskolai szintű környezetvédelmi szakemberképzésben
KONRÁD GY.: A szemléltetés lehetőségei a geológia oktatásában
KISS G.: Geológia oktatása az Erdei Iskolában
CSERPÁK GY.: Az iskolai gyűjtemény-ellátási program jelenlegi helyzete
Elnök: KOZÁK MIKLÓS
Résztvevők száma: 70 fő

December 11. ***Előadóülés***
Debreceni Egyetem III. sz. előadó-terem

DOBOS K.: A természet ékszerei – az ékszerek természete
Társszervező: Szőnyi Pál Ásványkör
Résztvevők száma: 38 fő

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Május 3–4. ***5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés,***
Pásztó

PÁLFY J.: Megnyitó
GÖRÖG Á., WERNLI, R. : Néhány gondolat a középső-jura protoglobigerinákról (Foraminifera): taxonómia, evolúció és ősföldrajz
FŐZY I.: Mi történt az ammoniteszekkel a jura/kréta határon?
BODROGI I., YAZYKOVA, A. E.: A bakonyi felsőkréta revíziója: biosztratigráfia

OZSVÁRT P.: Paleoökológiai változások nyomozása bentosz foraminiferák alapján a Magyar Paleogén Medencében
KECSKEMÉTI T.: Hantken Miksa *Nummulites* gyűjteményének revíziója
MONOSTORI M.: Szlovéniai és magyarországi eocén/oligocén határszelvények paleoökológiai összehasonlítása
WANEK F.: A Pogányosi-dombság széntartalmú neogén üledékeinek kora
HÍR J.: Új középső-miocén rágcsáló faunák Észak-Magyarországon
KERNER J., MÉSZÁROS L.: Késő-miocén cickányok paleoökológiája
KESSLER J.: A Kárpát-medence harmadkori madárvilága
VENCZEL M.: Fosszilis békák (Amphibia, Anura) a Kárpát-medence középső-miocénjéből
PAZONYI P.: A Kárpát-medence emlősfaunájának ökotípus változása az elmúlt 27 000 évben
MAGYARI E.: A Kárpát-medence keleti területeinek felső pleniglaciális és holocén klímája pollenszelvények kvantitatív elemzése alapján
MEDZIHRADSZKY ZS.: Egy Győr környéki 28 ezer éves tőzegréteg paleobotanikai elemzése
FŰKÖH L.: Negyedidőszaki környezetrekonstrukció a Kisbalaton területén
SÜMEGI P.: Jászsági adatok a magyarországi holocén rétegtani és őskörnyezettani vitás kérdéseihez

Poszter

BARBACKA M.: *Ginkgoales* a mecseki liászból
BENE K.: Csontoshalfogak a dédestapolcsányi homokbányából
BODNÁR K.: Otolithok az egri Wind-féle téglagyári feltárás X-rétegéből
BRECZ M.: Az *Entobia* életnyomnemzetség alsó-miocén osztrigák mészvázain (Bánhorváti temetőoldal)
BUCZKÓ K.: Diatómák a negyedidőszakban
BURIÁN SZ.: A Berédi márgák *Pychnodonte gigantic*ás szintjének a paleoökológiai vizsgálata. Őslényfeldúsulási szintek, mint hajdani batimetrikus ingadozások tükrözői
CZICZER I., GULYÁS S., MAGYAR I., SZÓNOKY M.: Mélyvízi tüdőscsigák a Pannon-tóból
CZICZER I., GULYÁS S., MAGYAR I., SZÓNOKY M.: A tatai téglagyári feltárás szedimentológiai és paleoökológiai vizsgálatának előzetes eredményei
DÁVID Á.: Féregfúrások egri korú *Turritella* fajok mészvázain (Wind-féle téglagyár, Eger)
DÁVID Á., FÁBIÁN K.: A hetvehelyi fosszilis tengerpart bioeróziós nyomai
DULAI A.: Alsó-jura brachiopoda faunák taxonómiai összetétele: élőhely kicserélődés és mélységviszonyok
ERDEI B., HABLY L.: Yatagan, egy új flóra a törökországi felső-miocénből
FODOR R.: Makrobioeróziós nyomok lutetiai korú korallokon
GÁL E.: Betfia (Bihar megye, Románia) alsó-pleisztocén madárvilága: paleoökológiai, paleoklimatológiai és taxonómiai eredmények
GULYÁS S.: Az abiotikus környezeti hatások szerepe a tüdőscsigák (Gastropoda: Pulmonata) tavi evolúciójában a Pannon-tavi *Planorbis*ok példáján
GULYÁS S.: Módosított Raup-féle paraméterek alkalmazása a csigahéjak modellezésében és a heterokronizmus vizsgálatában endemikus tavi csigák példáján
HABLY L., BAJZÁTH J., BARBACKA M., ERDEI B.: Mennyire reprezentálja az avar a tényleges flórát és vegetációt?
JOÓ K., SÜMEGI P., BARCZI A.: Talajtani, botanikai és paleoökológiai kapcsolatok vizsgálata (Hortobágy, Csípő-halom)
JUHÁSZ I.: Egy pölöskei fúrás palinológiai vizsgálata, különös tekintettel az emberi hatást jelző fajokra
KOCSIS L.: Mecsek környéki miocén porcoshal maradványok
KOVÁCS J. SZ.: Árapályövi környezetek mikropaleontológiai vizsgálata Kolozsvár környéki felső- eocén üledékekben (Plecska-völgy 1. szelvény)
NÁGEL K.: Decapoda rákok által okozott patológiás elváltozások badeni gastropodák mészvázain (Szob, Börzsöny hegység)
OZSVÁRT P.: Főkomponens analízis (PCA) módszere és szerepe foraminiferák paleoökológiai vizsgálatában
ŐSI A.: Nodosauridae (Ankylosauria, Dinosauria) csontváz elemek a felső-kréta Csehbányai Formációból (Bakony)
PÁLFALVI S.: Középső-eocén karbonátos rámpa mikrofáciesei a vértesi Hosszú-hegyen és Csákváron
PÁLFY J., VÖRÖS A., R. R. PARRISH: Középső-triász ammonitesz zónák radiometrikus kora Balaton-felvidéki U-Pb kormeghatározások alapján
SELMECZI I., BOHNNÉ HAVAS M., SZEGŐ É., LELKES GY.: A devecser–nyirádi alsó-badeni makro-, mikrofauna és mikrofácies vizsgálatok
SZABÓ M.: Egy alsó-miocén abráziós térszín paleoichnológiai elemzése (Bükk hg., Lénárddaróc, Szodonka-völgy)
SZENTE I.: Kagylók a Pénzeskúti Márga típusterületéről (kréta, albai)
SZUROMINÉ KORECZ A., NAGYNÉ BODOR E.:

Édesvízi miocén Ostracodák és sporomorpha a mátraszőlősi Rákóczi-kápolna alatti útbevágásból (Mátraszőlős II. lelőhely)
SZŰCS Z.: A Bersek-hegy alsó-kréta üledékeinek mikrofauna vizsgálata (előzetes eredmények)
TÓTH E.: Mikrofauna vizsgálatok a Ludovika udvar szarmata rétegsorából (Budapest)
VARGA K.: Epizoák egri korú gastropodák mészvázain (Wind-féle téglagyár, Eger)
Résztvevők száma: 77

A korábbi évek gyakorlatához hasonlóan, az idén is díjaztuk a legjobb diák előadókat, ill. a legszínvonalasabb posztereket bemutató résztvevőket. A két kategória (PhD és hallgató) nyertesei: MAGYARI ENIKŐ, PAZONYI PIROSKA, és JUHÁSZ IMOLA, ill. ŐSI ATTILA, KOCSIS LÁSZLÓ és FODOR ROZÁLIA voltak.

Október 11. ***ŐS-LÉNY-TAN***
Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani–Rétegtani Szakosztálya köszönti a 200 éves Magyar Természettudományi Múzeumot

PÁLFY J.: Egyszer hopp, máskor kopp: Az élővilág sokféleségének története
FŐZY I.: Nopcsa báró és a magyar dinoszauruszok
MAGYAR I.: Az utolsó „magyar tenger": a Pannon-tó
GASPARIK M.: Elefántvadászat Magyarországon
Résztvevők száma: 35

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 21.

DUDICH E.: A Tudománytörténeti Szakosztály 2001. évi tevékenysége
BOGNÁR L.: A Szabó József Geológiai Technikum ötven éve
TÓTH Á.: Velty István, a „kutató"
Résztvevők száma: 18 fő
Vezetőségi ülés

Február 25.

KECSKEMÉTI T.: Szőts Endre emlékezete
DOBOS I.: Az egri mangánérckutatástól a hévízfeltárásig
Résztvevők száma: 23 fő
Vezetőségi ülés

Március 18. ***„Magyarország bányászati múzeumai," VI.***
KOZMA K.: Az Ajkai Bányászati Múzeum
BIDLÓ G.: Hetvenöt éve hunyt el Schafarzik Ferenc
Résztvevők száma: 16 fő

Április 5. ***Szabó József emlékülés (születésének 180. évfordulóján)***
Kalocsa, Viski Károly Múzeum

BREZSNYÁNSZKY K.: A magyar geológia a 19. században
TÓTH Á.: Szabó József, a tudós és az ember
BUDA Gy.: Szabó József és az ásványtan
PÓKA T.: Szabó József, a kőzettan nemzetközi jelentőségű tudósa
KECSKEMÉTI T.: Szabó József őslénytani munkássága
KUTI L.: Szabó József, a magyar agrogeológia úttörője
NAGY B.: Szabó József és a Magyar Tudományos Akadémia
DUDICH E.: Szabó József és a Magyarhoni Földtani Társulat
– A Tóth Mike S. J. féle ásványgyűjtemény megtekintése
– Tisztelgés Szabó József szülőházánál
– Születési anyakönyvi bejegyzésének megtekintése a Belvárosi Plébánián
– Szabó József emléktáblájának megkoszorúzása (Szabó József u. 1)
Résztvevők száma: 100 fő

Május 3. ***Ipartörténeti nap: „Harmincéves a Magyar Alumíniumipari Múzeum"***
Székesfehérvár, Magyar Alumíniumipari Múzeum

BAKONYI Á.: Megnyitó
TOLNAI L.: Köszöntő
KLUG O.: A Magyar Alumíniumipari Múzeum 30 éve
RADNAI J.: Civil társaságok a múzeum mellett
CSURGÓ L.: A MAM és az OMBKE székesfehérvári szervezetének kapcsolata
DÓZSI L.: Az „A mi múzeumunk" c. újság bemutatása
PAPP G.: Bauxitminták a világ minden tájáról Budapesten. (A Bárdossy-féle bauxitföldtani gyűjtemény a Természettudományi Múzeumban)
TÓTH Á.: Az alumínium hazai megismerésének korai évtizedei
VÁMOS É.: Kiállítási megnyitó
Résztvevők száma: 39 fő

Május 16. ***A földtudományok nagy tudósegyéniségei, IX.*** *(a gróf Klebelsberg Kunó Alapít-vánnyal és a MTA Földtudományok Osztályával közösen), MTA székház*
VITÁLIS Gy.: Vitális István professzor

BIDLÓ G., DUDICH E.: Vendl Aladár professzor
Résztvevők száma: 33

Október 14.

KECSKEMÉTI T.: Megemlékezés a huszonöt éve elhunyt Csepreghyné Meznerics Ilonáról
TÓTH Á.: Ismeretlen Eötvös-dokumentumok
Résztvevők száma: 15 fő
Vezetőségi ülés: programmegbeszélés, a 2003. évi szakosztályi vezetőségválasztás előkészítése

November 18.

CSATH B.: Hetvenöt éve fejeződött be a szegedi hévízkút fúrása
PÓKA T.: Ötven éve jelent meg Szádeczky-Kardoss Elemér „Szénkőzettan" és Vadász Elemér „Kőszénföldtan" című könyve
TÓTH Á.: Neidenbach Ákos „Tátrai legendárium" című művének bemutatása
Résztvevők száma: 15 fő

November 21. *A földtudomány nagy tudósegyéniségei, X.*
(a gróf Klebelsberg Kunó Alapítvánnyal, a MTA Földtudományok Osztályával és az Eötvös Loránd Fizikai Társulattal közösen)

SZABÓ Z.: báró Eötvös Loránd, a geofizika atyja
KECSKEMÉTI T.: Koch Antal, kolozsvári és budapesti geológus professzor
Résztvevők száma: 29

November 27.
(az OMBKE Történeti Bizottságával, a Magyar Olajipari Múzeummal, a MGE Történeti Bizottságával és a MHT Vízugyi Történeti Bizottságával közösen)

„Negyvenöt évvel ezelőtt indult a magyar vízkutató expedíció Mongóliába."
Narrátor: CSATH B., közreműködik: ALFÖLDI L., LAKATOS S., MÓZES E., PATAKI N. és ZSILLE A.
Résztvevők száma: 49 fő

December 10. *„Kétszáz éves a Magyar Természettudományi Múzeum"*

NAGY I. Z.: A Magyar Természettudományi Múzeum otthonai
KECSKEMÉTI T.: Muzeológus geológusok – geológus muzeológusok
DUDICH E.: Beszámoló a Tudománytörténeti Szakosztály 2002. évi tevékenységéről
Össztársulati rendezvény, a Magyar Állami Földtani Intézettel, a Magyar Természettudományi Múzeummal és a Magyar Természettudományi Társulattal közösen (R: 53 fő)
Tasnádi Kubacska András Emlékülés Születésének 100. évfordulója alkalmából
KÁKAY SZABÓ O.: Tasnádi Kubacska András, a természettudományok és a kultúra vezéralaja
KECSKEMÉTI T.: Tasnádi Kubacska András, a muzeológus
TARDY J.: Tasnádi Kubacska András és a földtani természetvédelem – Ipolytarnóc példáján (helyette megtartotta: SZARVAS Imre természetvédelmi őr, Bükki Nemzeti Park
BREZSNYÁNSZKY K.: Tasnádi Kubacska András, az ismeretterjesztő
Koszorúzás a Farkasréti temetőben, és emlékkiállítás a Magyar Természettudományi Múzeumban

Alföldi Területi Szervezet

Január 15. ***Szeged, Klubnap***

PAP S.: Geotermális világkongresszus Japánban (2000)
Elnök: RÉVÉSZ I.
Résztvevők száma: 15 fő

Február 12. ***Szolnok, Klubnap***

PAP S.: Geológus szemmel Kínában (Sanghai, Hangcsou, Huang Shan)
Elnök: TATÁR A.-NÉ
Résztvevők száma: 20 fő

Március 26. ***Szeged, Előadóülés***

TÓTH A.: A fokok és kialakulásuk az utóbbi Tiszai árvízkor
SZÓNOKY M., GULYÁS S., CZICZER I.: A fokok földtani felépítése és az előkerült régészeti csontanyag
Elnök: PAP S.
Résztvevők száma: 20 fő

Április 23. ***Szeged, Geotermális Fórum***

ÁRPÁSI M.: Termálenergia alapú villamosáramfejlesztés új lehetőségei Magyarországon
TÖRÖK J.: A hévízhasznosítás helyzete és problémái az Alsó-Tisza vidékén
SZANYI J.: Szentes térségének hidrodinamikai viszonyai
GYORGY Z.: A geotermikus energia hasznosítási tapasztalatai a Dél-Alföldön
GÖÖZ L.: A kárpátaljai geotermikus kutatások
PAP S.: A kettőezer évi Geotermális Világkongresszus (Japán) üzenete
KÁRMÁNNÉ HERR F.: Európai Geotermális Kongresszus szervezése 2003-ban Szegeden (EGC 2003)

GRUBER GY.: A hévízkutak vízhozamának prognosztizálása
REZESSY G., SZŐTS A.: A geotermikus energia geológiai és geofizikai alapjai és nyilvántartásának lehetősége
SZONGOTH G.: A hévízkutak vizsgálatának tapasztalatai
GRUBER GY., HARTMAN L.: A hévízkutak várható élettartama
Elnök: PAP S.
Résztvevők száma: 50 fő

Május 30. ***Szeged, Előadóülés***

CARILLO RIVERA, J. (Mexico City UNAM University, Mexikó): Thermal water enhancement to shallow zones in fractured volcanic rock aquifers in Aguascalientes, México
TÓTH, J. (University of Alberta. Kanada): Subsurface fluid-potential field anomalies in Great Plain
Elnök: PAP S.
Résztvevők száma: 20 fő

November 14. ***Szeged, Előadóülés***

SÜMEGI P.: Az SzTE Földtani és Őslénytani Tanszékének jövője.
Elnök: PAP S.
Résztvevők száma: 15 fő

December 10. ***Szolnok, Klubnap***

PAP S.: Utazás a Vág völgyében geológus szemmel
Elnök: GALICZ G.-NÉ
Résztvevők száma: 17 fő

Budapesti Területi Szervezet

Rendezvényeit az Általános Földtani Szakosztállyal eggyütt szervezte 1. ott február 13. és június 15.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

Április 12–13. ***Pécs, Előadói nap terepbejárással***

BARABÁS A., BARABÁSNÉ STUHL Á.: Újabb adatok a Jakabhegyi Homokkő szedimentológiájához
KONRÁD GY.: A mecseki középső-triász sziliciklasztos rámpa üledékképződési folyamatai
TÖRÖK Á.: A mecseki középső-triász karbonátos rámpa üledékképződési folyamatai
RÁLISCHNÉ .FELGENHAUER E.: A mecseki felső-triász üledékképződési folyamatai

Poszter

HERVAI A.: A nyugat-mecseki onkoidos rétegek kifejlődése és települési viszonyai
ORODÁN GY., PITI P. P.: A Lapisi és a Zuhányai Mészkő ciklussztratigráfiai vizsgálata természetes gammasugárzás mérésével
SEBE K.: Adatok a Zuhányai Mészkő szedimentológiájához
VICZIÁN I.: Occurence of corrensite and illite-1Md in Middle Triassic carbonates, Mecsek Mts., S. Hungary
Elnök: KONRÁD GY.
Résztvevők száma: 38 fő

November 29. ***Nagykanizsa, Előadói nap.***

A Magyar Geofizikusok Egyesületének Zala megyei és Mecseki csoportjainak, valamint a Magyarhoni Földtani Társulat Dél-Dunántúli Területi Szervezete által rendezett közös előadóülése

MAJOROS GY.: A Dráva-medence prekainozoos aljzatának szerkezete
KOVÁCS L., BOGÁR I., GÖCZE Z.: Magtúlfúrásos in situ kőzetfeszültség (overcoring) mérések Bátaapáti térségében.
MITNYIK Z.: Szeizmikus mélységtérképek
ÁBELE F.: Szeizmikus és petrofizikai eredmények integrációja
FERINCZ GY.: Aktuális rezervoárgeológiai kérdések
MARTON T.: A petrofizikai információszerzés korszerűsödésének hatása a MOL integrált bányászati tevékenységében
VÁRHEGYI A., GORJÁNÁCZ Z.: Dozimetriai mérések és aktuális sugárvédelmi helyzet a MECSEKÉRC Rt. hatásterületén
BOCK J., NAMESÁNSZKY Z.: Kútátképzés kútgeofizikai módszerekkel
KONCZ I.: Egyedi szénhidrogén-komponensek szénizotóparányai – egy új technika (GCIRMS) felhasználási lehetőségei.
JESCH A.: MAORT-os emlékek

Poszter

GELLÉRT B., ZAHUCZKI P., FERINCZ GY. & HORVÁTH ZS : Szeizmikus adatrendszer crossplot technikás minősítésének alkalmazása dél-somogyi repedezett tárolók szeizmikus értelmezésében.
KONRÁD GY., HERVAI A.: A mecseki késő-ladin tengerszint-süllyedés üledékföldtani következményei
BERTA ZS., VÁGÓ Z., MENYHEI L.: Zagytározó rekultiváció minőségellenőrzésének geofizikai módszerei
Elnök: HORVÁTH ZS.
Résztvevők száma: 75 fő

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Február 28. ***Előadóülés***

KÓKAI I.: A tápláléklánc spirális mozgása
MÁDAI F.: Szemcseszerkezeti vizsgálatok ércbányászati meddőhányók anyagán
Résztvevők száma: 8 fő
Vita: EGERER F., JUHÁSZ A.

Október 10. ***Szakmai nap.***
Üzemlátogatás a Mályi Tégla Kft. Pingyom-tetőn lévő agyagbányájában

Vezetők: MÁTÓ GY. és KISS V.
A Lasselsberger Holding Kft. nyékládházi kavicsbányájának megtekintése uszályról, a környék földtanának és egyéb érdekességeinek bemutatása
Vezetők, előadók: KAPÁS J., SZLABÓCZKY P., MÁDAI F.
Résztvevők száma: 24 fő

November 14. ***Előadóülés***

JÓZSA G. (előadta: PRAKFALVI P.): Az ásványvagyon-gazdálkodás helyzete és lehetőségei
KISS P., FÜLÖP M.: Mi maradt a Borsodi Szénmedencében a nagyüzemi bányászkodás befejezte után?
A 2003. évi választások jelölő bizottságának megválasztása
Résztvevők: 11 fő
Vita: KISSNÉ MEZEI Á., MADAI L., EGERER F., SZEPESSY A., JUHÁSZ A.

December 5. ***Évzáró klubnap***
Vezetőségi ülés, a 2003. évi program összeállítása

FÖLDESSY J.: Világcsavargásaim aranyérc-kutatás ürügyén
Résztvevők: 12 fő

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Március 28. ***Előadóülés***

KNEIFEL F.: A 2001. év rövid áttekintése
BÖRÖCZKY T.: Bauxitbányászat környezetvédelmi oldalról
CSERNY T., KNEIFEL F.: Balatonalmádi belterület vizesedésének építésföldtani vizsgálata
Konzultáció, kerekasztal beszélgetés
Résztvevők száma : 22 fő

Április 10. ***„Kő az építészetben" szakmai fórum***

BENE Z.: Elnök megnyitója
KNEIFEL F.: A magyarországi díszítőkő kataszter összeállításának elvei
MÁDAI F.: Mikroszerkezeti vizsgálatok magyarországi karbonátos díszítőköveken
CUK, D.: Kő helyzetkép az európai piacon olasz szemmel. Irányzatok a kő építészeti felhasználásában Olaszországban. Műemlékek felújítása Olaszországban
PODRECCA, B.: „Kő a téren"
RADVÁNYI GY.: A kő szakmai specifikumai az építészetben. Irányzatok építési munkáinkban. A kő tervezése
GÁLOS M.: A kő beépítésének minőségi kérdései
A Kőfaragó Szakma Kiváló Tanulója Verseny győzteseinek díjkiosztó ünnepsége
KIS A.:„Kőrögzítés biztonsága"
HOLDAMPF L.: Holdex Kft.: „Újszerű megmunkálás"
Résztvevők száma : 74 fő

Június 21. ***Emlékülés – Dr. KÉRI János tiszteletére***

Résztvevők száma : 13 fő

December 12. ***Évzáró klubnap***

KNEIFEL F.: A 2002. év eseményei, földtani érdekességek a Közép-Dunántúlon
BAROSS G.: Földtani természetvédelem és a KAC pályázatok
BÖRÖCZKY T.: Változások a bauxitkutatásnál
Résztvevők száma : 28 fő

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 133/4, 2003

Tartalom — Contents